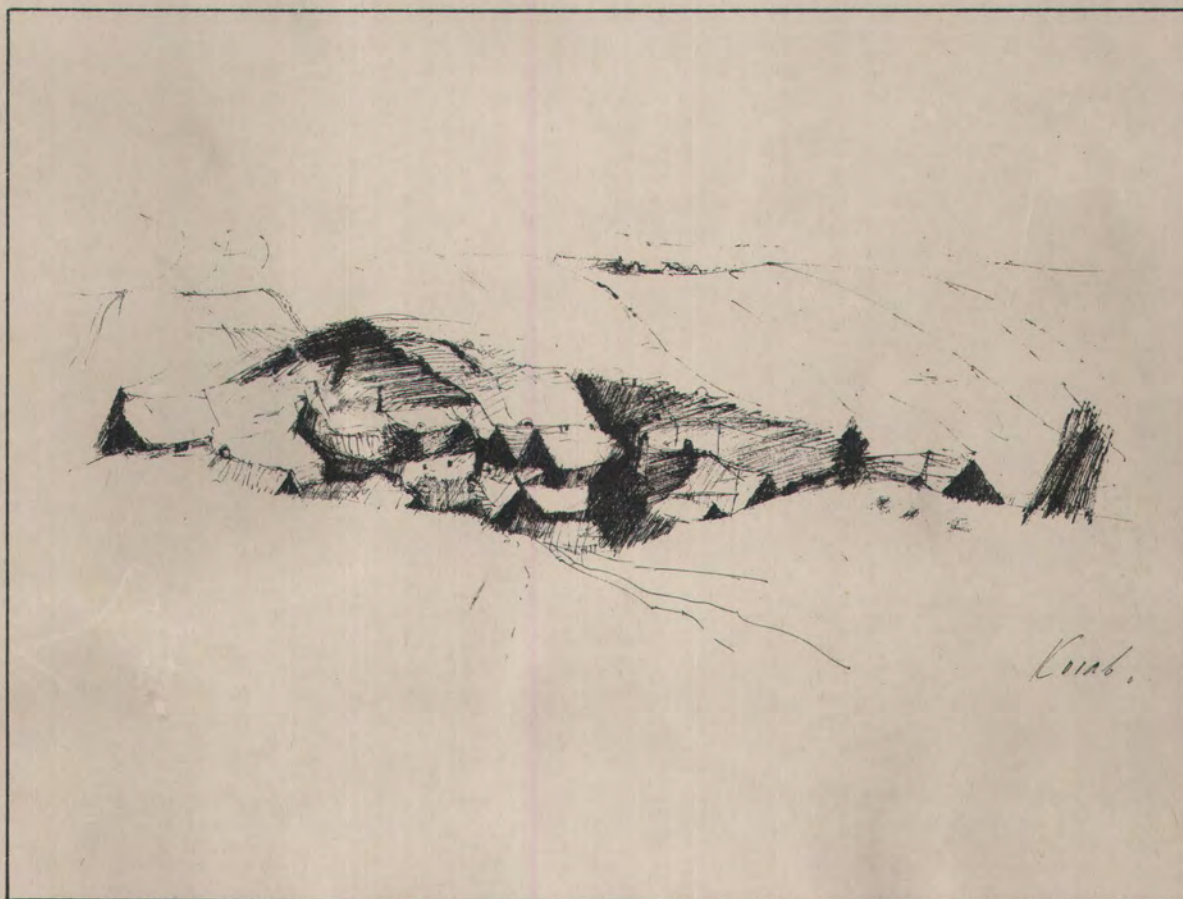




ARBEITSTAGUNG
DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT
1977



WALDVIERTEL

ARBEITSTAGUNG DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT 1977

W A L D V I E R T E L

(15. bis 20. Mai 1977)

Mit 10 Abbildungen, 3 Tabellen und 1 Geologischen Übersichtskarte

W i e n 1977

Eigentümer, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt,
Postfach 154, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien, Österreich
Redaktion: A. Matura. Druck: Offsetdruck ÜHS-TU Wien

I N H A L T S V E R Z E I C H N I S

	Seite
Vorwort (T. E. GATTINGER)	3
Programm	4
Einführung in die Geologie des waldviertler Grundgebirges (G. FRASL, G. FUCHS, A. MATURA, O. THIELE)	5
Neue Ergebnisse radiometrischer Altersbestimmungen an Gesteinen des Waldviertels (S. SCHARBERT)	11
Perm von Zöbing (W. VASICEK)	16
Tertiär und Quartär des Horner Beckens und des Massiv- randes (F. STEININGER)	19
Die Hochmoore des Waldviertels (I. DRAXLER)	26
Die Rohstoffsituation des Waldviertels (O. SCHERMANN) .	31
Exkursionen	
1. Exkursionstag	35
2. Exkursionstag	48
3. Exkursionstag	69
4. Exkursionstag	80
5. Exkursionstag	90
Literaturverzeichnis	99
Teilnehmerliste	107
Auszug aus dem Verlagverzeichnis der Geologischen Bundes- anstalt	110

VORWORT

Von T.E.GATTINGER

Die Aufnahmsarbeiten der Geologischen Bundesanstalt im Waldviertel, N.Ö., die nach dem II. Weltkrieg in verdienstvollster Weise von L.WALDMANN wiederaufgenommen wurden, haben in den letzten Jahren durch interne und auswärtige Mitarbeiter einen Stand erreicht, der es gerechtfertigt erscheinen läßt, die neuen Ergebnisse dem interessierten Kollegenkreis des In- und Auslandes vorzustellen.

Die Blätter Großpertholz (17) und Weitra (18) des geologischen Kartenwerkes 1:50.000 liegen im Probedruck vor, die Manuskriptkarten der Blätter Zwettl Stadt (19) und Gföhl (20) sind in Fertigstellung beerriffen, die Aufnahmsarbeiten der Blätter Gr.Siegharts (7), Horn (21), Königswiesen (35) und Mautern (37) sind soweit fortgeschritten, daß der Abschluß der Kartierung in naher Zukunft zu erwarten ist. In Bearbeitung befinden sich weiters die Blätter Geras (8), Ottenschlag (36) und Krems (38), sowie die Blätter Melk (54), Obergrafendorf (55) und St.Pölten (56), die den Südteil der Böhmisohen Masse berühren.

Den Rahmen für die neuen Darstellungen bilden neuere und neueste Arbeiten im oberösterreichischen Anteil der Böhmisohen Masse und in den anschließenden Gebieten der Tschechoslowakei. Mit den Untersuchungen im Waldviertel schließt sich somit eine Lücke im modernen geologischen Gesamtbild des außeralpinen Grundgebirges und seiner jungen Bedeckung. Wo die Konturen dieses Gesamtbildes noch unscharf erscheinen, werden Klärungen durch weitere Untersuchungen herbeizuführen sein.

Die sachliche Diskussion auf breiter Basis, wie sie durch diese Arbeitstagung ermöglicht wird, soll auch diesem Ziele dienen.

An dieser Stelle sei allen Mitarbeitern für ihren Fleiß und Einsatz aufrichtig gedankt.

Besonderer Dank sei hier auch Herrn KARL KORAB ausgesprochen, dessen künstlerische Beziehung zu unserem Arbeitsgebiet uns das Titelbild dieses Exkursionsführers, die Federzeichnung "Dorf im Waldviertel" beschert hat.

P R O G R A M M

Standort: Erholungszentrum Ottenstein
3532 Rastenfeld-Peigarten 60
Tel. 02826/251

So 15.5.1977: 20^h Eröffnung. Einführungsvortrag

Mo 16.5.1977: Exkursion. Start um 7.45^h. Moldanubikum des mittleren Waldviertels.

1	Sperre Ottenstein	Rastenberger Granodiorit
2, 3	Dobra Stausee	Dobra Gneis
4	Thurnberg	Bunte Serie
5	Steinegg	Granulit
6	Wolfshoferamt	Wolfshofer Syenitgneis
7	Langenlois	Glimmerschieferzone
8	Senftenberg	Anorthositamphibolit
9	Gföhl	Gföhler Gneis
Vortrag (20 ^h)		

Di 17.5.1977: Exkursion. Moravische Zone

10	Messern	Bittescher Gneis
11	Raisdorf	Fugnitzer Kalksilikatschiefer
12	Pernegger Graben	Staurolith-Glimmerschiefer
13		Moravischer Marmor
14	Kleinmeiseldorf	Bittescher Gneis
15	Maigen	Tertiär
		Glimmerschiefer
16	Fassendorf	Migmatitgneis-Einschaltung in
		Thayabatholith
17	Pulkau	Thayabatholit
18	Eggenburg	Tertiär
19	Kühnring	Kalksilikatgneis mit Aplitgang
Vortrag		

Mi 18.5.1977: Exkursion

20	Zöbing	Fermokarbon
21	Obernholz	Tertiär
22	Olbersdorf	? Devon
23	Maiersch	Tertiär
24	Stausee Ottenstein/Boot	Rastenberger Granodiorit
Vortrag		

Do 19.5.1977: Exkursion. Moldanubikum des nördlichen Waldviertels.

25	Rapottenstein	Mylonit
26	Modlisch	Pegmatoide Bildungen im Randbereich
		des Rastenberger Granodiorits
27	Scheideldorf	Mylonit
28	Karlstein	Mylonit in Gföhler Gneis
29		Pyroxengneis
30	Raabs	"Raabser Serie"
31	Kollmitzgraben	Kollmitzer Gneis
32	Saß	Zweiglimmergneis
33	Kottaun	Magnetit-Skarn
Vortrag. Ev. Abschlußfeier in Schloß Ottenstein.		

Fr 20.5.1977: Exkursion. Moldanubikum des südlichen Waldviertels.

34	Rehberg	Amphibolit
35	St. Michael	Paragneis, Amphibolit
36	Spitz/Hinterhaus	Marmor
37	Weitentel/Johanneskapelle	Granulit in Gföhler Gneis
38	Weitentel/Eitentel	Granodioritgneis von Spitz
39	Pöggstall	Granulitlamelle
40	Hölltal	Cordieritgneis
41	Spielberg	Moor

EINFÜHRUNG IN DIE GEOLOGIE DES WALDVIERTLER GRUNDGEBIRGES

3 Abbildungen

Von G.FRASL, G.FUCHS, A.MATURA u. O. THIELE

F.E.SUESS gliederte die südliche Böhmisches Masse in das östlich gelegene, schwächer metamorphe Moravikum und ⁱⁿ das diesem von Westen aufgeschobene, im allgemeinen stärker metamorphe Moldanubikum.

Das tiefste tektonische Element des Moravikums ist die Thaya-Masse. Sie besteht im Raum Manhartsberg - Retz primär aus Graniten bis Granodioriten sowie einer aplitischen Randfazies, dem Ganggefolge und dem alten Dach dieser Intrusiva. In letzterem sind die Anzeichen einer regional- oder kontaktmetamorphen Beeinflussung vor oder im Zusammenhang mit der Intrusion erhalten. Der in Österreich aufgeschlossene Teil der Thaya-Masse wurde dann samt dem alten Dach und der unten genannten Serie von Olbersdorf während der variszischen Orogenese (etwa zur bretonischen Phase) regionalmetamorph epizonal überprägt, wobei diese Metamorphose gegen Osten ausklingt. Das Intrusionsalter der Thaya-Masse kann aufgrund lithologischer und tektonischer Analogien mit dem Brünner Massiv und dem Svratka-Kern, wo tieferes Devon transgrediert, als vordevonisch angenommen werden.

Auch in Österreich gibt es im Manhartsberggebiet, wo die Thaya-Masse gegen Süden abtaucht, eine Gesteinsgesellschaft, die als altpaläozoische (?devonische) Transgressionsserie auf Granit gedeutet werden kann, die "Serie von Olbersdorf": Neben basalen Quarziten mit konglomeratischen Schiefern gehören ihr auch Phyllite, karbonatische Schiefer, Metavulkanite und schwachmetamorphe Kalke an.

Über diesem autochthonen bis parautochthonen Komplex (Intrusivkern mit altem Dach und Transgressionsserie) folgt eine von Westen her überschobene Einheit, die "Pleißing-Decke" (WALDMANN u.a.). Sie setzt sich im wesentlichen aus stark verschieferten und in b gestreckten Para- und Orthogneisen (z.B. Weitersfelder Stengelgneis, Quarzdioritgneis) und gegen das Hangende vorwiegend aus Glimmerschiefern und Phylliten sowie Glimmermarmoren bis Kalkglimmerschiefern zusammen. Die beiden letzteren Gesteine wurden als "Moravischer Kalk" bezeichnet und von F.E.SUESS mit dem im Schwarza-Fenster (CSSR) in ähnlicher tektonischer Position auftretenden, heute bereits zum Teil fossilbelegten Devonkalen der "Kwetnitzer-Serie" parallelisiert.

Hierüber kommt mit einer markanten, über 100 km im Streichen verfolgbaren Grenzfläche die ebenso von Westen her überschobene und stark ausgewalzte Bittescher-Gneis-Einheit zu liegen. Sie besteht zur Hauptsache aus einem deutlich bis stark in b gestreckten, zweiglimmerigen Orthogneis (oft Plattengneis). Wegen seiner in den Hangendpartien verbreiteten Wechsellagerung mit dünnen Amphibolitlagen könnte dort auch an ein vulkanogenes Ausgangsgestein gedacht werden.

Abgesehen vom prä- bis syngranitischen polymetamorphen Altbestand, zeichnet sich die moravische Zone durch eine variszische progressive Metamorphose aus, deren Intensität im allgemeinen vom Liegenden ins Hangende (also von Ost nach West) zunimmt, sich andererseits aber auch im Streichen ändert. Während nämlich im Osten sowie im Norden und Süden die Grünschieferfazies herrscht, erreicht der Grad der Metamorphose im Bereich des Messerner Bogens die Amphibolitfazies (inverszonare Andesine bis Labradore in Kalkglimmerschiefern und basischen Zwischenlagen des Bittescher Gneises; postkinematischer Staurolith in Granatglimmerschiefern).

Die in höheren Partien des Moravikums sehr ausgeprägten b-Achsen sind verhältnismäßig einheitlich NNE-SSW orientiert. Der Pernegger Dom erweist sich als Achsenkulmination. Die Tektonisierung wurde von einer bis mesozonalen Metamorphose überdauert.

Im Moldanubikum können vom Liegenden ins Hangende folgende Serien unterschieden werden: Im Westen, an die ausgedehnten Granitareale des östlichen Mühl- und westlichen Waldviertels anschließend, die Monotone Serie. Sie besteht im wesentlichen aus Biotit-Plagioklasgneisen mit wechselndem Kalifeldspat-, Sillimanit- und Cordieritgehalt, wobei letzterer als eine weiträumige Kontaktwirkung der variszischen Tiefengesteine angesehen werden kann. Mengenmäßig stark zurücktretende Einschaltungen sind helle, häufig sillimanitführende Orthogneise, Amphibolite, Kalksilikat- und Pyroxengneise und gelegentlich Eklogit. An der Hangendgrenze der Monotonen Serie wurden im Bereich Pöggstall und Ma.Taferl metermächtige Granulitlagen gefunden.

Östlich an die Monotone Serie schließt das Hauptverbreitungsgebiet des Dobra-Gneises (ein Teil der "Spitzer Gneise" WALDMANNs) an. Es sind dies helle Gneise granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung, die, wie der Bittescher Gneis, vielfach mit Amphiboliten

wechsellagern. Mitunter sind diese Amphibolite auch quergreifend zu beobachten, was ihre Intrusivnatur belegt. Darüber folgt, oft mit Quarziten an der Basis, die Bunte Serie mit sillimanitführenden Paragneisen, Marmoren, Augitgneisen, Quarziten, Graphitgneisen, Graphitschiefern und Einschaltungen von Amphiboliten und Pegmatitgneisen. Im Raum von Spitz und im Weitenttal sind innerhalb der Bunten Serie mit Amphiboliten vergesellschaftete Orthogneise von granodioritischer bis leukoquarzdioritischer Zusammensetzung anzutreffen (Granodioritgneis von Spitz).

Über der Bunten Serie folgen im allgemeinen gebänderte Amphibolite, Pyroxenamphibolite, Anorthositamphibolite und oft weite Mischgesteinsareale mit wechselnder Vorherrschaft von Biotitgneisen, Amphiboliten und Pyroxengneisen.

Die amphibolitreichen Mischserien werden von den großen Gföhler-Gneis-Körpern von Gföhl-Dürnstein und der Sieghartser Berge überlagert. Die Gföhler Gneise sind hellgraue, meist mittelkörnige, flaserige Gesteine granitischer Zusammensetzung, reich an Quarz und Kalifeldspat, relativ arm an Plagioklas und Biotit und meist mit akzessorischem Granat und Sillimanit.

Die tektonisch höchste Position nehmen im Waldviertler Moldanubikum die Granulite und granulitischen Gneise samt ihren Begleitern ein. Die vorzugsweise straff geschieferten bis plattigen, seltener aber auch massigen Granulite setzen sich aus einem meist feinkörnigen Gemenge von Quarz und Kalifeldspat sowie wenig Plagioklas, Granat und Disthen zusammen. Auch geringe Biotitführung ist häufig zu beobachten, und bei stärkerem Hervortreten dieses Glimmers gehen die Granulite in granulitische Gneise über, die oft lagenweise mit den hellen Granuliten wechseln, andernfalls dem Gföhler Gneis zum Verwechseln ähnlich werden. Den Granuliten und granulitischen Gneisen sind nicht selten Pyroxengranulite, Eklogit, Pyropserpentin und andere Ultrabasite eingeschaltet, doch treten die letzteren auch gerne zusammen mit Gföhler Gneis auf.

Drücke in der Größenordnung von 10 kb und Temperaturen über 750°C (SCHARBERT & KURAT, 1974) bei geringem pH_2O versetzen die granulitische Metamorphose der "großen" Komplexe in Bereiche der tiefen Kruste. Dabei ist tektonische Wechselwirkung zwischen tiefer Kruste und oberem Mantel möglich (Einschaltungen von Granatperidotiten und Granatpyroxeniten). Außerdem sind die Granulite an U und Th verarmt (SCHARBERT, KORKISCH & STEFFAN, 1976).

Zu den Begleitern der Granulite gehören Diallagamphibolite ($\pm$ Granat), Ultrabasite und charakteristische sillimanit- und granatreiche Gneise.

Im Randbereich vom Moldanubikum zum Moravikum wurde von F.E.SUESS die "moldanubische Glimmerschiefer-Zone" ausgeschieden und als Produkt rückschreitender Metamorphose im Zusammenhang mit der Moldanubischen Überschiebung gedeutet. Diese Vorstellung blieb nicht ohne Widerspruch.

Die Alterseinstufung der moldanubischen Serien ist nach wie vor in Diskussion. Ein wichtiger Anhaltspunkt ist seit 1973 mit den Rb-Sr-Gesamtgesteinsaltern von Granuliten gegeben (ARNOLD & SCHARBERT). Die Werte weisen auf eine altpaläozoische Metamorphose und ein wahrscheinlich ebenfalls altpaläozoisches (ordovizisches) Eduktalter der Granulite hin (ca. 430 bzw. 470 Mill.J.). Diese Ergebnisse machen die alten Auffassungen von HINTERLECHNER, F.E.SUESS u.a. wieder hochaktuell, die in wesentlichen moldanubischen Gesteinsserien hochmetamorphes Paläozoikum vermuteten, wobei sich aufgrund des Vergleichs mit dem Barrandium für Abkömmlinge saurer Vulkanite und deren Tuffe vor allem oberkambrisches, für Schiefergneise, Quarzite und zum Teil auch basische Vulkanite ordovizisches und für die karbonatreichen und graphitführenden Anteile der Bunten Serie vor allem silurisches Alter anbieten würde.

Die stratigraphische Problematik spielt naturgemäß auch in die jüngsten tektonischen Modellvorstellungen hinein. Es besteht aber darüber Einhelligkeit, daß der Bau des Waldviertler Moldanubikums nicht ohne großzügige Deckenbauvorstellungen erklärt werden kann. Die höchstmetamorphen Gesteine, die Granulite und ihre Begleiter, nehmen lagemäßig zumeist die höchste Position ein, die sie unserer Meinung nach nur durch Fernüberschiebungen erreicht haben können. Die von den einzelnen Autoren angebotenen Lösungsvorschläge werden in den nachfolgenden schematischen Darstellungen skizziert (Abb. 1-3).

Posttektonisch in Bezug auf den Deckenbau ist die Platznahme der variszischen Tiefengesteine. Hierbei scheint sowohl die Hauptmasse des älteren, riesenkörnigen Weinsberger, als auch des jüngeren, zweiglimmerigen Eisgarner Granits in Antiklinalzonen des tieferen Moldanubikums aufgedrungen zu sein. Der mit dem Weinsberger Granit verwandte Rastenberger Granodiorit steckt hingegen in hohen Bereichen der Monotonen Serie, zum Teil im Grenzbereich zum Dobra-Gneis.

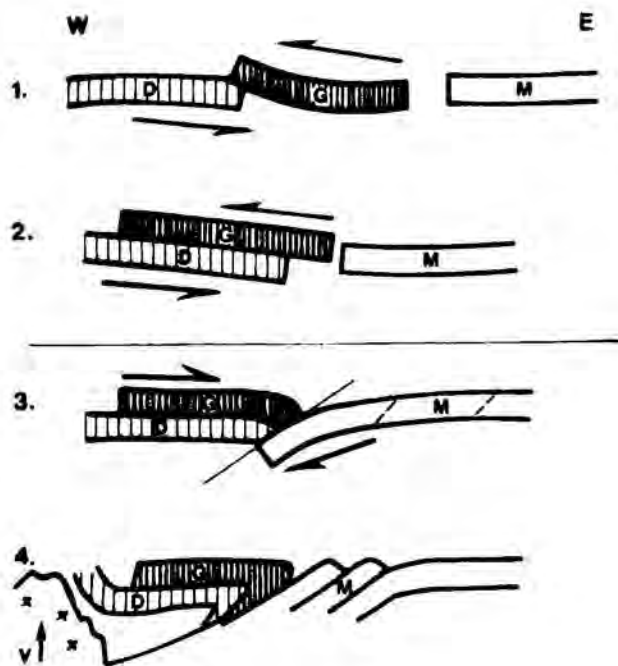


Abb.1: Entwicklungsschema des Waldviertels nach G.FUCHS (1971 u. 1976).
D = Drosendorfer Einheit, G = Gföhler Einheit, M = Moravikum; V = variszische Granite. - Phase 1 u. 2 kaledonisch, Phase 3 u. 4 variszisch.

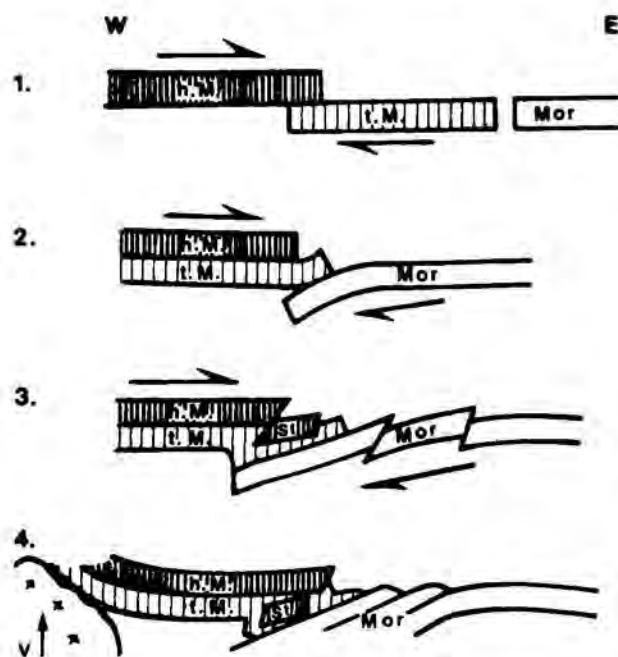


Abb.2: Entwicklungsschema des (nördlichen) Waldviertels nach O.THIELE (1976 u. 1977). h.M. = höheres Moldanubikum mit St = Stallecker Scholle, t.M. = tieferes Moldanubikum, Mor = Moravikum; V = variszische Granite. Phase 1 - 4 variszisch.



Abb.3: Tektonisches Schema des Waldviertels nach A.MATURA (1976). G-G = Gföhler Gneis-Granuliteinheit, M-M = Moldanubikum und Moravikum; V = variszische Granite. - Überschiebung der G-G Einheit auf M-M kaledonisch (Wende Silur/Devon); Vergenz ungeklärt. Bruchtektonik und Schollenverstellungen variszisch und postvariszisch.

Das Gangfolge der variszischen Tiefengesteine (Ganggranite, Aplite, Granitporphyre, Lamprophyre etc.) schwärmt zum Teil weit in die moldanubischen Serien des Waldviertels und sogar bis ins Moravikum hinein, wo es sich durch seinen nichtmetamorphen Charakter vom Gangfolge der vorvariszischen Thaya-Masse unterscheidet.

Im weiteren zeitlichen Verlauf kam es im Waldviertel noch zu Bruch- und Grabenbildungen (Permokarbon von Zöbing) sowie zur Ausbildung von weithinziehenden Blattverschiebungen, entlang welcher die Ostschollen oft um beträchtliche Kilometerbeträge gegen Nordosten verschoben wurden (Diendorfer Störung, Vitiser Störung etc.).

NEUE ERGEBNISSE RADIOMETRISCHER
ALTERSBESTIMMUNGEN AN GESTEINEN
DES WALDVIERTELS

1 Tabelle, 2 Abbildungen

Von S.SCHARBERT

Im Zuge der geologischen Neuaufnahme des Waldviertels haben G.FRASL (1970) und G.FUCHS (1970) die Meinung vertreten, daß der Bittescher Gneis des Moravikums und der Dobragneis des Moldanubikums (beides Orthogneise) identisch seien. Die Autoren stützen sich auf lithologische Ähnlichkeiten und ein auffallendes, beiden Gesteinstypen eigenes Charakteristikum, nämlich die örtlich regelmäßige Einschaltung von Amphibolitlagen.

Die radiometrischen Untersuchungen an beiden Gneistypen sollten den Nachweis erbringen, ob die oben getroffene Annahme gültig ist. Sie müßten, wenn sie aus der gleichen Schmelze gebildet wurden, altersgleich sein und gleiches initiales Strontiumisotopenverhältnis haben, vorausgesetzt, daß während späterer Orogenesen und Metamorphosen die Gesteine geschlossene Systeme geblieben sind, d.h. kein weiträumiger Isotopenaustausch oder eine Stoffzufuhr bzw. -abfuhr stattgefunden haben.

Methodisches

Pro Probe (Entnahmepunkte s.beiliegende Karte) wurden 25 - 30 kg frisches Gesteinsmaterial gesammelt. Rb/Sr Verhältnisse und ppm Gehalte wurden mit Hilfe der Röntgenfluoreszenzanalyse (s. R.J. PANKHURST and R.K.O'NIONS, Chemical Geology, 12, 1973) bestimmt. Die Sr-Isotopenverhältnisse wurden an einem Massenspektrometer MM 30, VG Micromass, gemessen und auf Grund von $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ korrigiert. Die Berechnung der Isochrone erfolgte nach der Methode von YORK, als Zerfallskonstante wurde $\lambda = 1.42 \cdot 10^{-11} \cdot \text{a}^{-1}$ verwendet. Die Untersuchungen erfolgten am Department of Geology in Oxford.

Ergebnisse

Abb.4 und 5 und Tab.1 weisen die Ergebnisse aus. Aus der Isochrone des Bittescher Gneises läßt sich ein Alter von 796 ± 49 Mio.J. (2σ) errechnen, mit einem initialen Strontiumisotopenverhältnis von $.70892 \pm .00052$ (2σ). 2 Probenpunkte liegen abseits der Isochrone und wurden nicht zu ihrer Berechnung herangezogen. Sie enthalten, im Dünnschliff nachgewiesen, Karbonat.

Die Proben des Dobragneises streuen weit außerhalb des analytischen Fehlers, sodaß sich aus ihnen kein Alter errechnen läßt. Da der Gneis von zahlreichen verheilten Klüften mit Bleichungszonen durchzogen ist, die im Dünnschliffbereich eine Trübung der Feldspate und Chloritisierung zeigen, liegt die Vermutung nahe, daß hydrothermale Lösungen das Isotopengleichgewicht erheblich gestört haben.

Diskussion

Das Alter des Bittescher Gneises ergibt eindeutig, daß zumindest Teile des Moravikums kein metamorphes Äquivalent altpaläozoischer Serien sind, sondern jungpräkambrisches Alter haben, das mit der Grenville Phase vergleichbar ist.

Auf Grund geochemischer und petrographischer Befunde sind Zweifel angebracht, daß Bittescher Gneis und Dobra-Gneis identisch sind. Der Dobragneis enthält mehr Plagioklas und weniger Muskovit als der Bittescher Gneis, etwas niedrigere Gehalte an Rubidium und markant höhere Gehalte an Strontium (s. Tab. 1).

Soweit Daten aus dem österreichischen Anteil der Böhmisches Masse vorliegen, lassen sich folgende Ereignisse in seiner Entwicklungsgeschichte feststellen:

- 1) Ältestes datiertes Ereignis ist die Bildung des moravischen Bittescher Gneises vor rund 800 Mio.J. Das Alternieren von Granitgneis und Amphibolitlagen läßt an eine Entstehung als bimodale Vulkanitserie (Rhyolith- und Basalt-Wechselfolge) denken, wie sie von MARTIN & PIWINSKII 1972 in Riftzonen beschrieben wurde.
- 2) Das nächste datierte Ereignis ist die Bildung der moldanubischen Granulite mit einem Alter von 469 ± 11 Mio.J. (A.ARNOLD und H.G.SCHARBERT) und des Gföhler Gneises mit 474 ± 23 Mio.J. (unveröffentlichtes Datum, für dessen Mitteilung ich Dr.A.Arnold zu freudlichem Dank verpflichtet bin).
- 3) Untersuchungen an Granulitbändern erbrachten den Nachweis einer Metamorphose vor 430 Mio.J. (A.ARNOLD und H.G.SCHARBERT).
- 4) Fission track Untersuchungen an Titaniten aus Marmor und Amphibolit von Amstall W Spitz (R. VARTANIAN 1975) ergaben Daten von 465 ± 28 bzw. 420 ± 21 Mio.J. Beide Werte liegen innerhalb der Fehlergrenzen und datieren eine Metamorphose,

die dem 430 Mio.J.-Ereignis, festgestellt an Granulitbändern, vergleichbar ist. Daraus ergibt sich, daß der Marmor und der Amphibolit vorsilurisch sein müssen. Die Daten weisen außerdem darauf hin, daß während der variszischen Metamorphose nicht jene Temperatur erreicht wurde, die zur Ausheilung der Kernspaltspuren geführt hätte. Nach NAESER & FAUL 1969 beträgt die Ausheiltemperatur für Titanit 420°C .

- 5) Die variszische Metamorphose weist A.ARNOLD (mündliche Mitteilung) mit einer Mineralisochrone aus dem Gföhler Gneis nach (314 ± 7 Mio.J.)
- 6) Die ausgedehnte variszische Granitbildung wird durch Abkühlalter der Granitglimmer (330 - 300 Mio.J., s.O.THIELE) belegt.

Die Gesteine des Moldanubikums und des Moravikums haben ein auffallendes gemeinsames Merkmal, nämlich ein hohes initiales Strontiumverhältnis (Bittescher Gneis Sr_0 $.70892 \pm .00052$, Granulit $.7095 \pm .0026$, Gföhler Gneis $.7119 \pm .0029$). Aus dieser Beobachtung läßt sich die Annahme von Aufarbeitung und Aufschmelzung älteren Krustenmaterials nicht von der Hand weisen.

Tab.1 Rb - Sr Analysendaten von Bittescher und Dobra Gneis

	Proben Nr.	Lokalität	ppm Rb	ppm Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm \sigma$	
Bittescher Gneis	AB 78	Steinbr. N Mödring	69.4	230	.87324	.71874 $\pm$ 5	
	AB 79	" Hattey, Fuchsberggraben	100.3	485	.59939	.71613 $\pm$ 5	-3.5 $\pm$ 1.3
	AB 81	" 2 km N Kleinmeiseldorf	72.1	422	.49216	.71433 $\pm$ 5	110. J.
	AB 83	" Reisel, -"-	114	318	1.3156	.72381 $\pm$ 2	
	AB 86	" Mörtersdorfer Kehre	128	340	1.0936	.72124 $\pm$ 10	
	AB 80	" Waldhäusl S Messern	95.4	251	1.1006	.71892 $\pm$ 5	
	AB 87	" Koch, Buttendorf	96.9	264	1.0630	.71898 $\pm$ 5	
Dobra Gneis	AB 46	" E Pöggstall	152	666	.66029	.71768 $\pm$ 5	
	AB 55	Stausee Dobra	64.8	711	.26336	.71064 $\pm$ 5	
	AB 56	"	62.0	639	.28363	.71130 $\pm$ 5	
	AB 74	"	76.1	640	.34442	.71164 $\pm$ 5	
	AB 75	"	64.0	548	.33867	.71272 $\pm$ 6	
	AB 76	Kamptalhütte	86.3	565	.44286	.71242 $\pm$ 5	
	AB 77	Steinbr. Stausee Dobra	79.5	429	.53848	.71428 $\pm$ 5	

Hinweis: Die Entnahmestellen der AB-Proben sind in der beigelegten "Geologischen Übersichtskarte des Waldviertels" eingetragen.

Abb. 4: Rb-Sr-Isochrone des Bittescher Gneises,
Alter 796 ± 49 Mio. J., $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$,
Fehlerbalken entsprechen 2σ -Fehlern

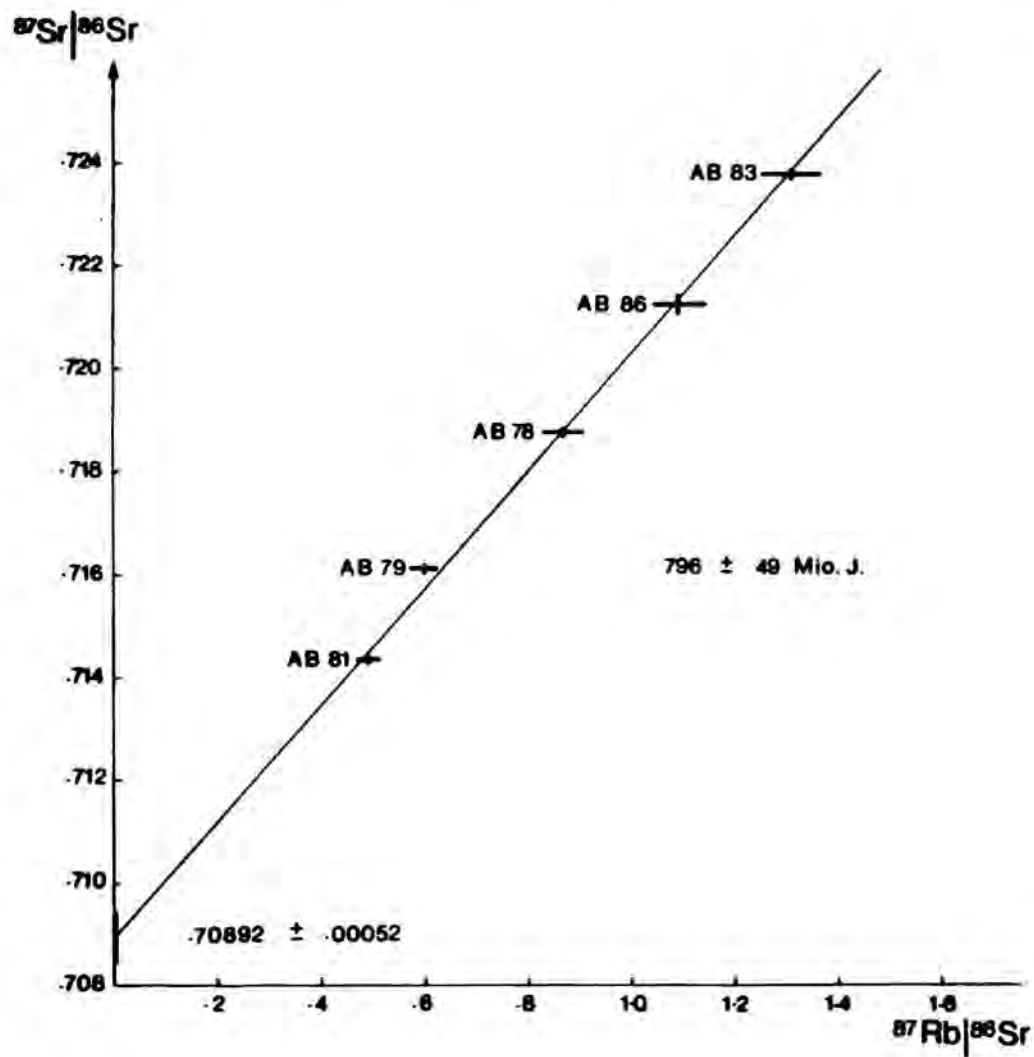
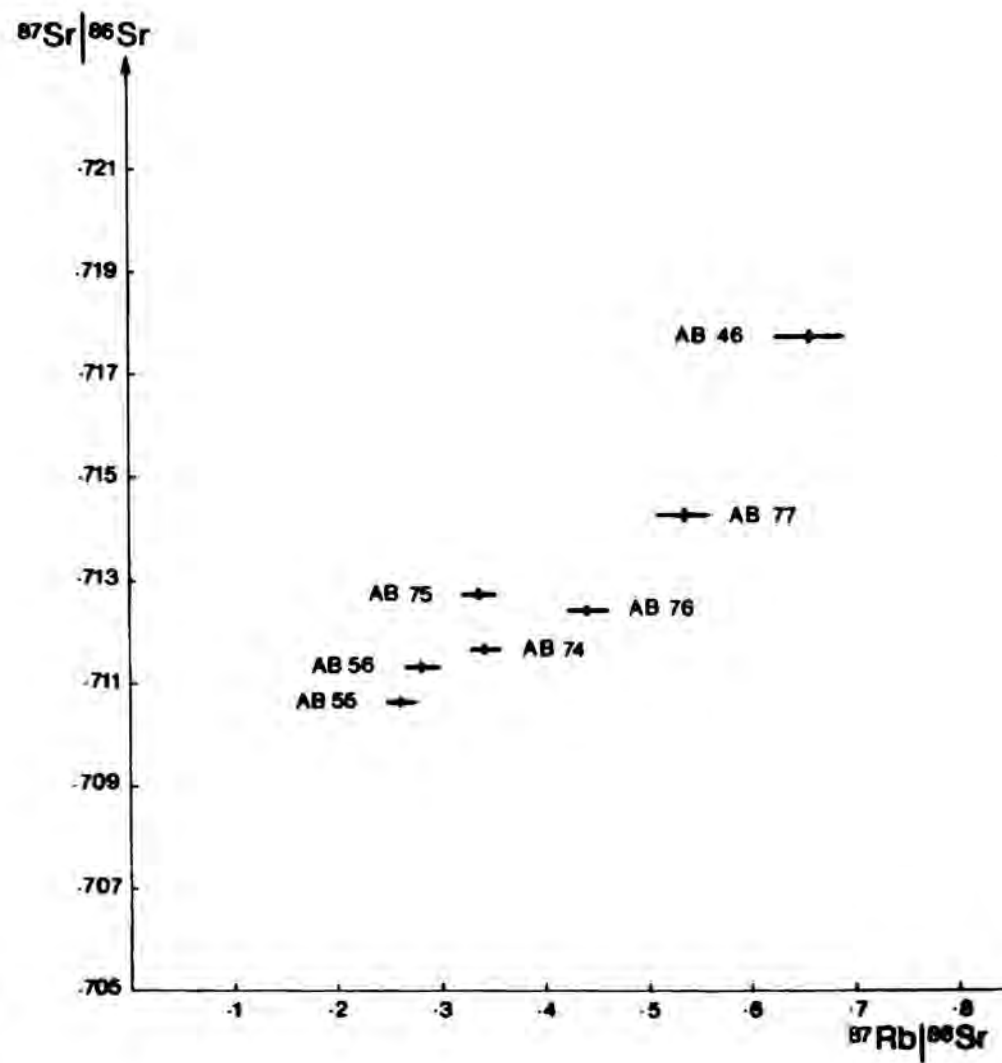


Abb. 5: Dobra-Gneis, dargestellt im Sr-Entwicklungs-
diagramm



PERM VON ZÖBING

Allgemeines

Von W.VASICEK

Die jungpaläozoische Schichtserie von Zöbing stellt den Rest einer ehemaligen Sedimentbedeckung der Böhmisches Masse dar, die tektonisch in das Kristallin eingebaut ist.

Die Grenze bildet im E die NNE-SSW-streichende Diendorfer Störung. Ein Kontakt mit permischen Sedimenten ist mit einer Reihe von Punkten an der NE-Seite des Geisberges gegeben, im weiteren Verlauf konnte diese Störung an der W-Flanke des Strassertales und östlich der Ruine Falkenberg kartiert werden, von wo sie ins Sommertal mündet und im Bereich der Permscholle bis in die Gegend von Diendorf-Olbersdorf verfolgt werden kann. Die Grenzziehung im N ist ebenfalls durch eine Bruchlinie gegeben, die ziemlich genau NE-SW streicht. Der Kontakt zwischen jungpaläozoischen Sedimenten und Kristallin im N Ortsteil von Zöbing ist im oberen Teil des Lauser-Grabens gut aufgeschlossen (Haltepunkt 20a). Im weiteren Verlauf schneidet dieser Bruch die Diendorfer Störung in der Gegend von Diendorf-Olbersdorf. Im W grenzt die Sedimentserie an die Alluvionen des Kamptales und tritt sockelartig vom nördlichen Ortsende von Zöbing bis zum Langenloiser Bad in einer langen Reihe von felswandartigen Aufschlüssen in fast genauer N-S-Richtung zutage. Zu diesem Sockel parallel streichende Brüche, die besonders im Steinbruch am südlichen Ortsende von Zöbing aufgeschlossen sind, lassen es möglich erscheinen, daß es sich auch bei der W-Begrenzung um ein Bruchsystem handelt.

Entlang dieser Begrenzungslinien, die eine ungefähre Dreiecksform ergeben, kann die größte Längserstreckung der Sedimentscholle mit 6 km, die größte Breite mit 2 km angegeben werden. Hinsichtlich des Innenbaues ist trotz wenig guter Aufschlußverhältnisse im zentralen Bereich klar ersichtlich, daß im W eine randlich liegende Scholle abgegliedert werden kann, die mit geringen Abweichungen E-W streicht. Im N entlang des Kontaktes mit dem Kristallin stehen die Schichten relativ steil (60°), der Hauptteil des Profils fällt $30-45^{\circ}$ nach S ein, und der top der Serie steht wieder wesentlich steiler bzw. fällt 80° nach N ein.

Vom Liegenden zum Hangenden ergibt sich innerhalb dieser Rand-scholle eine Abfolge, die folgende lithologische Gliederung erlaubt:

- | | |
|-------------------------------|---|
| Rotfazies (300 m) (oben) | - rote Tonschiefer, geringmächtige
arkosige Einschaltungen, Kalklinsen |
| klastische Fazies (1100 m) | - Konglomerate und Fanglomerate
- gebankte Sandsteine und Arkosen |
| Graufazies (200 m)
(unten) | - graue Tonschiefer und Sandsteine,
Kohlenflöze, Kalklinsen und -knollen |

Da wichtige Faunen- und Florenelemente nur teilweise bearbeitet sind, weiters wichtige petrographische Bestimmungen noch ausständig sind, kann der im folgenden unternommene Versuch der Einstufung der Schichtserie, besonders aber jener Abschnitte des Profils, die über den Mittelteil hinausgehen, nur als Vorschlag gewertet werden.

Für die Begrenzung nach unten ist die nahe der Schichtbasis im derzeit tiefsten Florenhorizont gefundene *Odontopteris subcrenulata* ROST (1939) var. *subcrenulata* DOUBINGER et REMY (1958) von größter Bedeutung. Die stratigraphische Verbreitung dieser Pteridosperme (Farnsamer) wird von W. & R. REMY (1966, 63) mit *Stéphanien* B/C angegeben. Da aber in neuerer Zeit ähnliche Formen im Unterrotliegenden von Thüringen und der CSR gefunden wurden, kann bei derzeitigem Stand der Kenntnisse auf Grund des Zöbinger Fundes von *Odontopteris subcrenulata* ROST var. *subcrenulata* DOUBINGER et REMY gesagt werden, daß der tiefste Abschnitt des Zöbinger Profils ins oberste Karbon gestellt werden muß oder daß es sich um eine sehr tiefe Lage im Unterrotliegenden handelt.

Als nächsthöhere Flora ist die von STUR (1870) revidierte Flora ETTINGHAUSEN's anzusehen. Sie wurde an mehreren Aufschlußpunkten im Bereich des Rockenbauer-Kellers (Haltepunkt 20a) gefunden und beinhaltet hauptsächlich die Koniferen *Walchia* (*Lebachia*) *piniformis* STERNBERG und *Walchia* (*Ernestiodendron*) *filiciformis* STERNBERG, weiters kommt unter den wenigen Pteridospermenresten *Callipteris conferta* (STERNBERG) BRONGNIART vor. Mit dem Erstauftreten dieses Fossils wird im allgemeinen die Karbon-Perm-Grenze festgelegt.

Um eine voll entwickelte Permflora mit reichen Pteridospermenresten handelt es sich bei der Kambrücke (Haltepunkt 20 b). Neben *Callipteris conferta* (STERNBERG) BRONGNIART kommt sehr häufig *Callipteris naumanni* (GUTBIER) STERZEL vor. Auch *Callipteris bibractensis* ZEILLER, *Callipteris nicklesi* ZEILLER und *Callipteris flabellifera* (WEISS) ZEILLER konnten an diesem Fundpunkt nachgewiesen werden. Es handelt sich um ein sicheres Unterrotliegendes mit *Linopteris germari* GIEBEL, eine Form, die sich auf das Unterrotliegende beschränkt und im Oberrotliegenden noch nicht gefunden wurde (M. BARTHEL 1958, 40).

Beim nächsthöheren, stratigraphisch beurteilbaren Profilabschnitt handelt es sich um eine grobklastische Fazies, die mit Konglomeraten und Fanglomeraten in der Umgebung des Langenloiser Bades einsetzt (Haltepunkt 20 c). In diesem Schichtglied konnten vermutlich permische Quarzporphyrgerölle gefunden werden. Beides, das Einsetzen der grobklastischen Fazies und das Auftreten von Abtragungsprodukten aus vulkanischen Serien sind nach FALKE (1972, 20) als Auswirkungen der saalischen Phase anzusehen, mit der die Grenze zum Oberrotliegenden festgelegt wird. Es ist daher sehr typisch, daß sich im Hangenden dieser grobklastischen Serie eine Rotfazies entwickelt. Arkosenbänke mit sehr ausgeprägter Geröllführung verzahnen sich mit sehr feinklastischen Rotsedimenten am N-Rand der Grub. In der weiteren Abfolge ist die Rotfazies im Bereich des Grubtales mit einer Reihe von Aufschlußpunkten in den Lößgräben erfaßbar.

Entsprechend diesen Voraussetzungen, besonders durch die Untergliederung in Graufazies, klastische Fazies und Rotfazies sowie das Auftreten der *Callipteris*-Arten, kann das Zöbinger Profil mit den Ablagerungen der Boskowitz- und Blanitzer-Furche in der Tschechoslowakei verglichen werden. Gute Übereinstimmungen bestehen außerdem zu den Rotliegend-Profilen in Thüringen, im Saar-Nahe-Gebiet und in den Südalpen.

TERTIÄR UND QUARTÄR DES HORNER
BECKENS UND DES MASSIVRANDES

(Allgemeine Grundlagen)

1 Tabelle

Von F. STEININGER

EINLEITUNG

Tertiäre Sedimente finden sich auf Blatt Horn vor allem im sogenannten Horner Becken und am Ost-Abfall der Böhmisches Masse im weiteren Raum von Pulkau - Eggenburg - Maissau - Hohenwarth, und werden zum Sedimentationsraum der Alpin-Karpathischen Vortiefe der Molasse-Zone gerechnet.

Bereits ab der Mitte des 19. Jahrhunderts waren vor allem die faziell reich gegliederten und fossilreichen marinen Sedimente des Unter-Miozäns gut studiert (ABEL, 1898; CZJZEK, 1853; FUCHS, 1900; HOERNES, 1851, 1870; ROLLE, 1859; SCHAFFER, 1910, 1912, 1914; SUESS, 1866).

Bei der Neugliederung des Neogens der Zentralen Paratethys wurden verschiedene Aufschlüsse dieses Raumes zur Charakterisierung des tiefsten Unter-Miozäns (des Eggenburgien, STEININGER & SENES, 1971) herangezogen. Am NE-E und SE Abfall der Böhmisches Masse wird das Eggenburgien im Raum von Pulkau-Zellerndorf-Limberg-Maissau-Grübern-Ravelsbach-Eggendorf-Mühlbach und Bösendürnbach von höherem Unter-Miozän (Ottnangien und Karpatien), sowie Mittel-Miozän (Badenien) überlagert (GRILL, 1968, 1976). Ab dem Badenien sind in diesem Raum die fluviatilen Ablagerungen des Ober-Miozäns (Pannonien) weit verbreitet. Im Rahmen dieser Neugliederung des Neogens der Zentralen Paratethys ist es auch gelungen, die neu erstellte regionale Stufengliederung dieses Raumes mit der Stufengliederung des Mediterranen Raumes weitgehend zu korrelieren (vgl. Tab. 2; STEININGER & al. 1976).

Quartäre Sedimente finden sich vor allem in Form von Lösssedimenten in Hanglagen im gesamten Raum und z.T. deckenförmigen gegen Osten, ferner in Form von Terrassensedimenten besonders im Kamp-, Schmida- und Pulkautal und vereinzelt als periglaziale Schuttfächer und Blockhalden, sowie Moore.

TERTIÄR

Im folgenden wird kurz auf die fazielle Ausbildung und generelle Verbreitung der tertiären Sedimente der einzelnen neogenen Stufen eingegangen und vor allem jene des Eggenburgien behandelt, die in mehreren Aufschlüssen während der Exkursion besucht werden.

EGGENBURGIEN (STEININGER & SENES, 1971; STEININGER, 1975)

Das Eggenburgien wird durch eine reiche großwüchsige Molluskenfauna charakterisiert: *Chlamys gigas*, *Chlamys holgeri*, *Chlamys palmata crestensis*, *Pecten hornensis*, *Pecten beudanti*, *Anadara fichteli*, *Glycymeris fichteli*, *Laevicardium kübecki*, *Pitar lilacinoides*, *Arctica girondica*, *Crassostrea gingensis*, *Cr. crassissima*, *Diloma amedei*, *Turritella terebralis*, *T. eryna*, *T. vermicularis*, *T. turris* etc.

Wesentlich ist das Erstauftreten von *Globigerinoides quadrilobatus trilobus* und *Globoquadrina dehiscens*, sowie von *Uvigerina posthantkeni* u. *U. parviformis* (CICHA & al., 1971); einer reichen Ostracodenfauna (KOLLMANN, 1971) und einer Wirbeltierfauna mit *Metaxytherium* und *Brachiodus onoides* (DAXNER-HÖCK, 1971). In letzter Zeit wurden Nannofloren der Zone NN1/NN2 und NN2 durch C.MÜLLER und E.MARTINI nachgewiesen (STEININGER & al., 1976).

Das Eggenburgien entspricht somit dem höheren Aquitanien und tiefstem Burdigalien der Mediterranen Gliederung (vgl. Tab. 2).

Im gesamten Raum der Zentralen Paratethys lagern die Sedimente des Eggenburgien transgressiv.

Im Raum von Horn und Eggenburg finden sich die marinen Sedimente des Eggenburgien transgressiv z.T. direkt über kristallinen Gesteinen (z.B. Haltepunkte 14 (Maigen), 17 (Eggenburg/Brunnstube)) oder liegen transgressiv bzw. gehen aus einer bunten kontinentalen Serie (z.B. Haltepunkte 21 (Oberholz), 23 (Maiersch)) hervor.

Diese bunte kontinentale Serie ist eine Folge von schlecht gerundeten bzw. klassierten Schottern (Raum Altenburg-Strögen), Grob- bis Feinsanden mit noch erhaltenen Feldspaten (Raum N Frauenhofen, bei Kotzendorf) und z.T. kaolinreichen Tonen (Horn, Breiteneich, Haltepunkt 23 (Maiersch)). Im Horner Becken finden sich darin häufig verkieselte Hölzer (Raum Altenburg, Strögen, St. Bernhard), seltener Blattfloren (Horn) und Pollenfloren (Haltepunkt 23 (Maiersch)). Die Pollenflora zeigt weitgehende Übereinstimmung mit Floren aus dem marinen Eggenburgien (Haltepunkt 17 (Eggenburg/Brunnstube); HOCHULI, 1976).

Im höheren Teil dieser kontinentalen Serie kann ein allmählicher Übergang zum marinen Eggenburgien mit einer Wechselfolge von Braunkohleflözchen und Austernbänken beobachtet werden (Mold-Ma.Dreieichen, Haltepunkt 23 (Maiersch)).

Diese kontinentale Serie ist im gesamten Horner Becken weit verbreitet, im W-E-Ast des Beckens generell grobklastischer entwickelt als im N-S-Ast. Ferner sind größere Vorkommen im Raum Obernholz-Diendorf und Kühnring zu beobachten.

Das marine Eggenburgien ist im Horner Becken nur in Form von Erosionsrelikten am E-Abfall des NS-Astes zu beobachten; im Eggenburger Raum ist es flächenhaft weit verbreitet.

Folgende lithologisch begründete Schichtglieder können im Horner Raum unterschieden werden:

M o l t e r _ S c h i c h t e n (STEININGER, 1971, p.112, p.130):

Sandige Mergel bis Feinsande, lokal mit gröberen Komponenten mit *Clithon* div.sp., *Melanopsis impressa*, *Pirenella plicata*, *Tympanotonus margaritaceus*, *Cerithium* div.sp., *Turritella terebralis* ssp., *Protoma cathedralis*, *Ocinebrina* div.sp., *Dorsanum* div.sp., *Anadara moltensis*, *Ostrea* div.sp., *Congeria*, *Chama* sp.

Haltepunkte 14 (Maigen), 23 (Maiersch).

F e l s e r / L o i b e r s d o r f e r _ S c h i c h t e n

(STEININGER, 1971, p.105, p.157): Fein- bis Mittelsande mit Gerölllagen und reicher hochmariner Molluskenfauna mit: *Turritella terebralis* div.ssp., *Protoma cathedralis* div.ssp., *Natica* div.ssp., *Xenophora*, *Strombus*, div. Cyproiden, *Fusiden*, *Coniden*, *Anadara fichteli*, *Glycymeris fichteli*, *Chlamys gigas* et ssp., div. Chlamiden, Mytiliden, Ostreiden, *Glossus* div.sp., *Chama*, *Laevicardium kübecki*, div. *Cardiidae*, *Pitar lilacinoides* et div.sp., *Tellina planata* etc. und Wirbeltierfauna.

Haltepunkte: 21 (Obernholz), 23 (Maiersch).

L i t h o t h a m n i e n _ K a l k e (STEININGER, 1971, p.115):

Organogene Kalke mit Lithothamnien-, Echinodermen- und Molluskenresten.

Folgende lithologisch begründete Schichtglieder können im weiteren Eggenburger Raum unterschieden werden:

M o l t e r _ S c h i c h t e n (siehe oben)

B a s a l e _ G r o b s a n d e (= Liegendsande) (STEININGER, 1971, p.134, p.146, p.154): Faunistisch den Loibersdorfer Schichten vergleichbar (s.o.), jedoch oft durchgehend als resche grobe Quarzsande entwickelt, z.T. direkt dem Kristallin aufliegend, oft mit Wirbeltierresten (Metaxytherium und Brachiodus onoides).

Haltepunkte 14 (Maigen), 17 (Eggenburg/Brunnstube).

G a u d e r n d o r f e r _ S c h i c h t e n (STEININGER, 1971, p.139): Fein- bis mittelkörnige Sande, z.T. Schluffe, oft mit Horizonten von Kalkkonkretionen (sog. "Mugeln") und grobklastischen Lagen mit typischer grabender Bivalvenfauna. Faunistisch den Loibersdorfer Schichten ähnlich (s.o.).

Haltepunkte 14 (Maigen), 17 (Eggenburg/Brunnstube).

E g g e n b u r g e r _ S c h i c h t e n (STEININGER, 1971, p.119): Organogene Kalksandsteine mit reicher Bryozoen- und/oder Lithothamnien-Führung und einer charakteristischen Pectinidenfauna mit: Pecten hornensis, Pecten pseudobeudanti, Chlamys holgeri, Chlamys palmata crestensis. Im Horner Becken lokal nur E Breiteneich.

Haltepunkte 14 (Maigen), 17 (Eggenburg/Brunnstube).

Wie bereits oben ausgeführt, gehen die Molter Schichten kontinuierlich aus den basalen bunten kontinentalen Sedimenten hervor, sie stellen einen lagunären, küstennahen, vom temporären, durch Süßwasserfluß beeinflussten Randfaziestypus dar, der räumlich und zeitlich vom Typus der Felser/Loibersdorfer-Fazies bzw. der Grobsandfazies vertreten werden kann. Diese Faziestypen entwickeln sich aus den Molter Schichten bzw. verzahnen sich damit (Haltepunkt 14 (Maigen)). Im höheren Anteil kommt es dann zu immer feineren Sedimenttypen, die entweder in dem Felser/Loibersdorfer Typus enthalten sind oder als Lithothamnienkalke vorliegen bzw. im weiteren Eggenburger Raum als Gauderndorfer Schichten bezeichnet werden und kontinuierlich mit den tieferen bzw. seitlich vertretenden Schichtgliedern verbunden sind (Haltepunkte 14 (Maigen), 17 (Eggenburg/Brunnstube)). Durch eine besonders in den randlichen Gebieten tief eingreifende Transgressionsphase bzw. Transgressionsdiskordanz werden die Eggenburger Schichten von den übrigen Schichtgliedern getrennt (Haltepunkt 14 (Maigen)).

OTTHANGIEN (PAPP, RÖGL & SENES, 1973; RÖGL, 1975)

Das Ottnangien wird in diesem Raum von sandigen, z.T. dunklen Mergeln mit Fischschuppen, Diatomiten und in der küstennahen Fazies durch Kohlesedimente (z.B. Langau) und Ostreenfazies vertreten.

KARPATIEN (CICHA, SENES & TEJKAL, 1967; CICHA, SENES & STEININGER, 1975)

Mikrofaunistisch konnten von GRILL (1976) im Raum von Parisdorf bei Maissau und weiter gegen NE in vereinzelt Proben in Mergeln karpatische Faunen beobachtet werden.

BADENIEN (CICHA, PAPP, SENES & STEININGER, 1975)

In Mergelfazies reicht marines Badenien aus dem Raum von Ziersdorf wahrscheinlich bis nach Ravelsbach, bzw. aus dem Südosten in den Raum von Langenlois, Straß, Krems ins Donautal bzw. in den Raum Göttweig. In Form des Hollenburger-Karlstettener Konglomerates mit marinen Faunen konnte es von GRILL bis zum Heiligstein über dem Perm von Zöbing nachgewiesen werden. Wahrscheinlich gehören auch die sandigen Schotter über dem Eggenburgien bei Obernholz (Haltepunkt 21 (Obernholz)) zum Badenien.

SARMATIEN (PAPP, SENES & MARINESCU, 1974; PAPP & STEININGER, 1975)

Die Fazies des Unter-Sarmats reicht transgressiv aus dem Wiener Becken über Hollabrunn und Ziersdorf bis in den Raum von Langenlois (PAPP, 1962).

PANNONIEN (PAPP & STEININGER, 1975)

Das Unter-Pannon reicht in mergeliger ostracodenführender Fazies aus dem Wiener Becken über Hollabrunn und Ziersdorf bis in den Raum von Langenlois, wie dies neuerdings von GRILL (1974) nachgewiesen werden konnte.

Weit verbreitet ist jedoch die fluviatile Schotterfazies in Form der Hollabrunner-Mistelbacher Schotterflur, die heute als morphologisch markanter Rücken aus dem Langenloiser Raum über Hohenwart-Ziersdorf-Hollabrunn nach Mistelbach ins Wiener Becken reicht.

QUARTÄR

Die Gliederung der Lössdecken erfolgt meist mit Hilfe der eingeschalteten Paläoböden auf pedologisch-vergleichender Grundlage. Nur wenige Vorkommen sind direkt biostratigraphisch oder mit Hilfe von Kulturresten, radiometrisch bzw. paläomagnetisch einzustufen.

Der überwiegende Anteil der mächtigen Löß-Sedimente in diesem Raum dürfte jedoch aus dem jüngeren Quartär stammen. Gesicherte ältere Vorkommen sind aus Stranzendorf (FINK, 1976) und Krems-Schießstätte (FINK, 1976) in letzter Zeit bekannt geworden. Diese Neubearbeitungen weisen darauf hin, daß die althergebrachten pedologischen Gliederungsversuche noch sehr lückenhaft sind.

Das quartäre Terrassensystem im Kamptal zeigt ein älteres ca. 30 m über dem Fluß gelegenes System von Felssockeln mit groben Schottern und rostbraunen bis rotbraunen darauf fußenden Böden (z.B. bei der Ruine Kamegg, NE Altenhof und N Schönberg).

Der Felssockel des jüngeren Systems liegt ca. 10-15 m über dem Fluß, mit einer oft mächtigen Schotterauflage (z.B. Schottergruben bei Rosenberg und Kamegg) über welcher eine Folge von Löß mit Paläoböden (z.B. NW Oberplank, N Stiefern und entlang der Bundesstraße NW Schönberg) zu beobachten ist.

Ein "Niederterrassensystem" ca. 2-3 m über dem Fluß ist teilweise im unteren Kamptal entwickelt.

BIOSTRATIGRAPHISCHE KORRELATION DER NEOGEN STUFEN DER ZENTRALEN PARATETHYS UND DES MEDITERRANS							
Millionen Jahre	Epochen	Biostratigr. Zonierungen			Medi- terrane Europäisches Stufen System	Zentrale Paratethys Regionales Stufen System	Bisher verwendete Paratethys Stufen
		Martini, 1971	Blow, 1969	Bizon, 1972 Cita, 1973 Leg 42A			
5	PLIO- ZÄN	NN 13	N 19	Globorotalia margaritae	ZANCLIEN	DACIEN	DAZ
		NN 12	N 18	Ss. acme - Z.		PONTIEN	PONT
10	OBER - MIOZÄN	NN 11	N 17	Globorotalia mediterranea	MESSINIEN	PANNONIEN	PANNON
				Globorotalia humerosa	TORTONIEN		
		NN 10	N 16	Globorotalia acostaensis			
				NN 9	N 15	Globorotalia menardii	SERRA- VALLIEN
		NN 8	N 14	Globorotalia mayeri	LANGHIEN	BADENIEN	
		NN 7	N 13				
		NN 6	N 12				
		NN 5	N 11	Gr. fohsi			BURDI- GALIEN
		NN 5	N 10	peripheroronda			
		NN 5	N 9	Pb. glomerosa		OTTNANGIEN	
NN 5	N 8						
NN 4	N 7	Globigerinoides trilobus	AQUITANIEN	EGGEN- BURGIEN	BURDIGAL		
NN 3	N 6						
20	UNTER -	NN 2	N 5	Globigerinoides altiaperturus- Globigerinita dissimilis			
		NN 1	N 4	Gr. - kugleri - Gs. primordius	CHATTIEN	EGERIEN	CHATT / AQUITAN
				? ————— ?			
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25	OLIGOZÄN	NN 1	N 4				
		NN 1	N 4				
25							

Tab. 2

DIE HOCHMOORE DES WALDVIERTELS

Von I. DRAXLER

2 Abbildungen

Unter einem Moor versteht man eine Torflagerstätte von mindestens 30 cm Mächtigkeit. Je nach Vegetationsbedeckung und Morphologie unterscheidet man Hoch- und Niedermoore. Niedermoore bilden sich im Bereich des Grundwasserspiegels und besitzen eine flache Oberfläche. Hochmoore sind aufgewölbte Moore, die ausschließlich vom Regenwasser genährt werden. Sie sind daher auch sehr nährstoffarm (stark saure Reaktion, pH 4 und darunter) und stellen einen Extremstandort dar, der nur von ganz bestimmten Pflanzen besiedelt werden kann (Torfmoosarten, Moosbeere, Rosmarinheide, Preiselbeere, Heidelbeere, Wollgras, Sonnentau, Latschen). Hochmoortorf ist stark strukturiert und wenig zersetzt.

Das Waldviertel ist das an Hochmooren reichste Gebiet Österreichs. Das hängt einerseits mit dem kühlen, niederschlagsreichen Klimacharakter der Hochflächen zusammen. Andererseits bilden die nährstoffarmen Verwitterungsprodukte der kristallinen Gesteine und der tertiären Sedimente (um Gmünd, Schrems, Heidenreichstein) einen idealen Untergrund. Auch das flachwellige Oberflächenrelief mit den zu- und abflußlosen Mulden begünstigt die Hochmoorbildung. Die Hauptvorkommen der Hochmoore vom Typus der Bergkiefernhochmoore (mit *Pinus mugo* und Spirken?) konzentrieren sich hauptsächlich auf die höchstgelegenen Landschaften mit dem rauhesten Klima, dem Weinberger Wald (z.B. die Donnerau) und dem Freiwald (z.B. die Große Heide bei Karlstift). Auch im Lainsitzer - Zwettler Hochland sind die Hochmoore als Bergkiefernhochmoore, ähnlich wie im alpinen Raum ausgebildet.

Dagegen sind in den nördlicheren, tiefer gelegenen Landschaften, mit milderem Klima, dem Litschauer Ländchen (z.B. Rottalmoos), oberes Thaya-Hochland, Gmünder Senke (Schwarzes Moos bei Brand) die kontinentalen Kiefernwaldhochmoore verbreitet. Charakteristisch dafür ist der Bewuchs mit Rotföhren und der Sumpfporst (*Ledum palustre*). Sie stellen die südlichsten Vorkommen der kontinentalen Waldhochmoore des polnischen und ostdeutschen Raumes dar (DEUTSCH 1970).

In neuerer Zeit wurden an mehreren Mooren des Waldviertels und benachbarter Gebiete pollenanalytische Untersuchungen zur Rekonstruktion der Klima- und Vegetationsgeschichte durchgeführt, wobei z.T.

mit Radiokarbondatierungen auch Aussagen über das Alter und die Entstehung der Moore möglich sind (KLAUS 1960, 1961: Haslauer Moos, Schwarzingen Torfstich bei Schrems; BORTENSCHLAGER 1969: Tannermoos bei Liebenau; KRAL & MAYER 1970: Rottalmoos bei Litschau; PESCHKE 1972: Moor bei Spielberg, Meloner Au; DRAXLER 1977: Donnerau bei Neustift; GUGERBAUER (Diss. bei Prof. KLAUS): Karlstift (in Bearbeitung); GÖSCHL & KLAUS: Heidenreichstein (Bearbeitung abgeschlossen); RYBNÍČKOVÁ 1970: Moore der Böhmisches-Mährischen Höhe).

Das Moornwachstum setzte unterschiedlich, z.T. schon sehr früh im Spätglazial ein (Schremser Moor, Haslauer Moos, Moore der Böhmisches-Mährischen Höhe). Die Donnerau entstand als Versumpfungsmoor direkt über Weinsberger Granit um ca. 12220 ± 140 J.v. h. Das Hochmoorstadium wurde im Präboreal erreicht.

Die Moore Spielberg und Meloner Au begannen im Präboreal zu wachsen.

In den tiefsten Abschnitten der Diagramme Haslauer Moos und Schremser Moor, Meloner Au (Profil West), Donnerau (Abb. 7) konnte noch das Spätglazial bis zur Älteren Dryas erfaßt werden. Es dominiert die Kiefer über Birke und Weide. Lichtliebende Kräuter wie Artemisia, Helianthemum, Chenopodiacee, sowie Ephedra und höhere Prozentsätze an Poaceen (Gräser) sind für eine Steppenvegetation charakteristisch, die zwischen offenen Gehölzbeständen um das Moor noch verbreitet war. Im Profil aus dem zentralen Teil der Donnerau, kann das Cyperaceenmaximum an der Basis auf Grund des absoluten Alters noch mit der Älteren Dryas parallelisiert werden, der darauf folgende Kiefernanstieg zu einem Maximum möglicherweise mit der Allerödschwankung. Der Anstieg von Artemisia und der übrigen NBP Werte, sowie der schwache Rückgang der Kiefer ist wahrscheinlich auf den Klimarückschlag der Jüngeren Dryas zurückzuführen. Die Zirbe kommt in geringen Prozentsätzen vor. Für den Nachweis der Tundrenzzeiten, die auch für die Feststellung des Ausmaßes der Vereisung im Böhmerwald von Bedeutung wären (mündl. Mitt. Prof. KLAUS) müßten noch weitere Moorprofile analysiert und absolut datiert werden, da Seeablagerungen im Waldviertel nicht zur Verfügung stehen. Diese würden eine klarere Gliederung des Spätglazials erkennen lassen, wie die pollenanalytischen Untersuchungen des Arbersees gezeigt haben (mündl. Mitt. Dr. R. SCHMIDT).

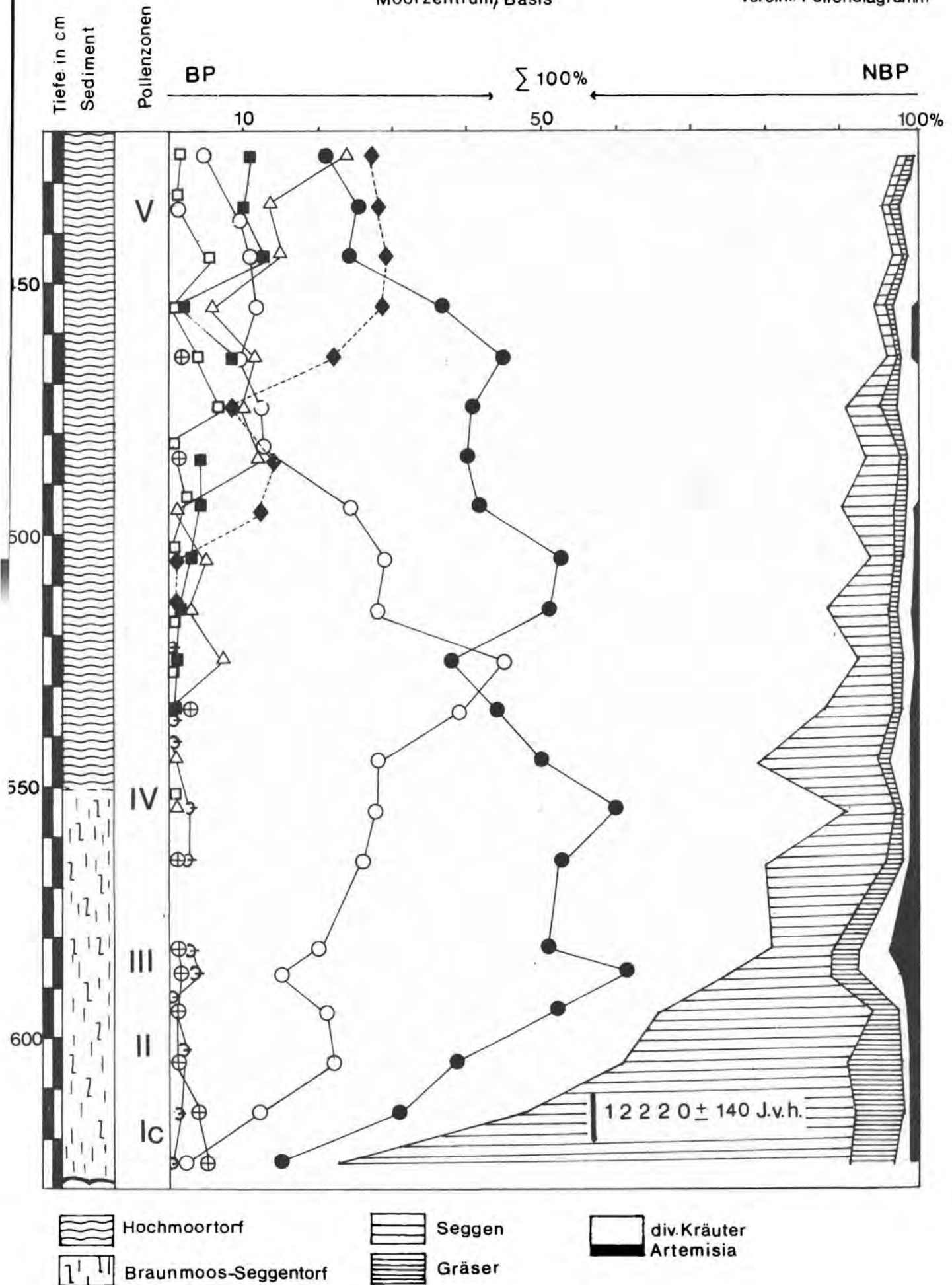
Die sandigen- grobkrümeligen Verwitterungsprodukte an der Basis der Moore, die z.T. auch limnischer Herkunft sind (Nachweis von *Pediastrum*) führen leider z.T. eine Mischflora aus kälteliebenden Stenpenkräutern und wärmeliebender Gehölzvegetation (z.B. Spielberg, Moor beim Nebelstein - unpubl.), die nicht für klima- und vegetationsgeschichtliche Aussagen herangezogen werden können. Die Gliederung der postglazialen Diagrammabschnitte zeigt nach PESCHKE 1972 gegenüber der mitteleuropäischen Grundgliederung des Postglazials nach FIRBAS eine zeitliche Verschiebung. Auffallend ist der frühe Einsatz von EMW (Ulme und Linde), Fichte und Hasel, die in die spärlichen Kiefern- und Birkenwälder des Präboreals eindringen. Die Fichte breitet sich nach dem Haselgipfel des Boreals teilweise besonders stark aus (s. Abb. 6).

Innerhalb der Diagramme der verschiedenen Landschaften ergeben sich Abweichungen hinsichtlich des Einsatzes und des Ausmaßes der Ausbreitung der Gehölze, so daß noch mehr Diagramme mit Radiokarbonaten für die Parallelisierung der Abschnitte notwendig wären. Rodungszeiger und Kulturpollen treten zwar schon ab dem J. Atlantikum (Bronzezeit) auf, spielen aber eine untergeordnete Rolle und erst ab dem Mittelalter ist mit Schlägerungen und menschlichen Siedlungen zu rechnen, die sich in starken Veränderungen der Waldzusammensetzung bemerkbar machen (KRAL & MAYER 1970). Die Föhre wird unter Zurückdrängung von Buche und Tanne gefördert und infolgedessen kann sich auch die Fichte stark ausbreiten. Einige Moore dienen der Torfgewinnung zur Torfmüllbereitung (z.B. Spielberg, Schwarzes Moos bei Brand) oder als Bädertorf (Hochmoor bei Großvertholz).



Abb.6, Hochmoor Donnerau, Bl. 35, 1000 m NN.
Pollendiagramm, NW Moorrand

1000 m NN

DONNERAU¹ Bl. 35
Moorzentrum/BasisAbb. 7
vereinf. Pollendiagramm

D I E R O H S T O F F S I T U A T I O N D E S W A L D - V I E R T E L S

O.SCHIERMANN

Der österreichische Anteil an der Böhmischen Masse zeigt gegenüber dem böhmisch-mährischen Gebiet eine auffällige Armut an aszendenden Lagerstätten. Es scheint, als ob eine spätvariszische Kippung der Böhmischen Masse mit einer Hebung des Südteils die enorme spätere Abtragung bewirkt hat und daß daher in Österreich der Erosionsanschnitt die tiefen, bereits sterilen Teile des Grundgebirges freigelegt hat.

Im Folgenden soll ein Überblick gegeben werden über die dem Berggesetz unterstehenden Lagerstätten und die diesbezügliche Bedeutung des Waldviertels für die Volkswirtschaft besprochen werden.

G a n g q u a r z bildete seinerzeit die Basis der an vielen Orten betriebenen Glasindustrie im Waldviertel und im benachbarten Böhmen. Zwar sind die Quarzgänge, oft auch nur feldspatarme Partien in Pegmatiten; sehr zahlreich; hinsichtlich Mächtigkeit der Gänge, Reserven und Qualität kommt ihnen bei der heutigen Technologie keine wirtschaftliche Bedeutung zu.

Ähnlich liegen die Verhältnisse beim F e l d s p a t . Er findet sich in besonderen Partien der an sich häufigen Pegmatitgänge. Es mangelt ihnen aber an großen zusammenhängenden Massen gleichbleibend guter Qualität. Er wurde seinerzeit abgebaut teils als Zuschlagstoff für die Glasindustrie, teils auch für die Porzellanindustrie verwendet. Neben der historischen Bedeutung rücken neuerdings die Pegmatite wieder ins Blickfeld größerer Interessentenkreise durch das in Mode gekommene Aufsammeln von Mineralien, wobei die schönen Rauchquarze und die rosafarbenen Apatite besonders begehrt sind. Als Beispiel sei der Pegmatit der Köngisalm genannt.

Es ist bis heute nicht gelungen, die Gänge von Quarz und Pegmatiten in ein System zu bringen und es scheint nicht abwegig, etliche von ihnen als lokale Remobilisate anzusehen, worauf ja auch die Armut an sonst für Pegmatite typische Elemente hinweist. Be, Nb/Ta, Mo wurden nur an vereinzelt Stellen und nur in winzigen Mengen gefunden, Sn scheint auf den Eisgarner Granit beschränkt zu sein, Li-Mineralien werden in der Literatur überhaupt nicht erwähnt.

E i s e n e r z: Im Waldviertel wurde zumindest seit der Neuzeit Eisenerz abgebaut und in lokalen, später in zentralen Schmelzöfen (z.B. Hütte Krems) Eisen gewonnen, begünstigt durch den Holzreichtum des Gebietes. Es sind an die fünfzig Lokalitäten von Abbauen und die verschiedensten Erze verschiedener Entstehung bekannt: Magnetit kontaktmetasomatischer Entstehung (Kottaun, Lindau, Wolfsbach SE Drosendorf, Stockern), dann Brauneisenstein als Verwitterungsbildung von Intrusivgesteinen (z.B. Mosinggraben N Spitz), kristallinen Schiefern und im Eisernen Hut Graphit und Pyrit führender Gesteine. Es wurden Toneisensteine aus dem Tertiär des Wittingauer Beckens gefördert und sogar Ortsteine verwendet. All diese Lagerstätten gehören nach heutigen Vorstellungen in die Gruppe der Kleinstvorkommen und haben großteils selbst den wirtschaftlichen Anforderungen des vorigen Jahrhunderts nicht genügt.

A n d e r e E r z e: Im Ispertal wurde auf Gold geschürft, an einigen Stellen wurde silberhältiger Bleiglanz bzw. Pyrit beschürft und vielleicht auch abgebaut. Es wurden Vorkommen von Uran/Thorium und Flußspat bekannt, die entweder nur mineralogisches Interesse haben oder zumindest heutzutage nicht bauwürdig sind. Dasselbe gilt auch für Chromit, Hornblende-Asbest und Garnierit.

G r a p h i t tritt innerhalb der Bunten Serie auf, einerseits in oft ausgequetschten Lagen, andererseits nach steilen Achsen angeschoppt. Mitte der sechziger Jahre betrug die Produktion (durchwegs aus Tagbauen) bis zu 80 000 Jahrestonnen, wobei der Rohgraphit samt den beibrechenden Silikaten als Zuschlagstoff basischer Eisenerze verwendet wurde. 1975 wurden ca. 12 000 Rohgraphit gewonnen aus Entnahme von Halden.

K o h l e: In der sedimentären Bedeckung der Böhmisches Masse tritt Braunkohle auf, die in z.T. ausgedehnten Tiefbauen (Statzendorfer Revier in der Wölblinger Bucht sowie im Raume Thallern-Theiß, Unter-Eger) teils auch im Tagbau bei Langau abgebaut wurde. Das Vorkommen Langau (? Eggenburgien) ist nach Produktion von ca. 2,9 Mio Tonnen erschöpft, in den anderen Revieren wäre ein Abbau nicht wirtschaftlich; Angaben über potentielle Reserven fehlen.

K a o l i n : Soweit Kaolin in Österreich wirtschaftlich abgebaut wird, handelt es sich um deszendente umgewandeltes Grundgebirge. Es werden Lösungen dafür verantwortlich gemacht, die im Zusammenhang mit feuchtwarmen Klima und organischen Komplexen Feldspäte

und Biotit zersetzen und Eisen abtransportieren können. Kalifeldspäte verhalten sich resistenter als Plagioklase.

Bekannte Kaolinlagerstätten des Waldviertels sind Mallersbach (zersetzter Bittescher Gneis; Lagerstätte erschöpft), Niederfladnitz (zersetzter Granit des Thayabatholites, ca 5 Mio to möglicher Reserven; nach vorübergehender Betriebseinstellung Neugruppierung der Eigentumsverhältnisse), Karlstetten (zersetzter Granulit; geschätzte Reserven um ca 1 Mio to) sowie der zersetzte Granulit von Unterwölbling (zugängliche Reserven über 100 000 to, geschätzt). Dazu kommt noch die kleine Lagerstätte von Krummußbaum, ein umgelagerter, wenig klassierter kaolinisierter Granulit.

Kaolin wird in der Gießereitechnik verwendet sowie in der Feuerfestkeramik (SK unter 33), Reifen- und Papierindustrie (als Füllstoff).

F e u e r f e s t e T o n e auf dem Grundgebirge nahe dessen Rand oder am Rande selber sind als Abtagungsprodukte der alten Verwitterungsschwarten anzusehen. Zahlreiche Vorkommen finden sich an der Basis der Melker Serie (U-Eger), wo die Tone zusammen mit Kohle auftreten; lagenweise finden sich Tone auch in jüngeren Schichten. Die bekanntesten Vorkommen liegen im Bereich der Wölblingener Bucht auf Granulit, Mächtigkeiten bis 5 m. 5 Vorkommen stehen in Abbau. Weitere Abbaue befinden sich bei Droß und Maiersch.

Die Jahresproduktion der sedimentären Tone (SK bis 31) dürfte zusammen mit dem Kaolin von Unterwölbling und Karlstetten ca 60 000 Jahrestonnen betragen und geht durchwegs in die Feuerfest- und Gießereiindustrie.

Q u a r z s a n d e finden sich am Ost- und Südrand der Böhmisches Masse vornehmlich in der Melker Serie im U-Eger, können aber bis ins O.-Eger reichen (Älterer bzw. Jüngerer Melker Sand). Es handelt sich dabei um wenig verfestigte, dickbankige Sandsteine. Die Korngrößenverteilung wechselt von Bank zu Bank. Es sind i.a. mittelkörnige Sande mit durchschnittlich 35 % Feldspatgehalt, von meist splittriger Kornform und wechselndem Tongehalt.

1975 wurden an 24 Stellen mehr als 500 000 to abgebaut. Teils gehen die Rohsande direkt in die Bauindustrie; nach Klassierung und Beimischung von ff.Ton gehen große Mengen in die Gießereiindustrie. Für die Verwendung in der Glasindustrie erzwang der hohe Feldspatanteil die Lösung des schwierigen Problems der Flotation, wie sie

in Zelking durchgeführt wird. Das Werk Anzendorf liefert für die Produktion von Ytong-Steinen.

K i e s e l g u r: Im Raum südlich von Limberg tritt Kieselgur (Diatomit) auf mit Mächtigkeiten bis 5 m. Ein Betrieb liefert ca 2 000 Jato Haufwerk, das zu Isoliersteinen (Wärmeschutz) verarbeitet wird.

Z u s a m m e n f a s s u n g: Nach Wiederanlaufen der Kaolinproduktion wird sich der Wert der produzierten Rohstoffe einschließlich der Veredelung auf einige Hundert Millionen Schilling belaufen.

EXKURSIONEN

1. Exkursionstag. Moldanubikum des mittleren Waldviertels.

Haltepunkt 1: Sperre Ottenstein

Thema: Rastenberger Granodiorit und jüngerer Ganggranit (CH.EXNER)

Ortsangabe: Felsböschung an der Bundesstraße 38, im Kampstal östlich der Sperre Ottenstein der Kampkraftwerke südlich Schloß Ottenstein, 40 m südlich der Brücke Quote 445 (Blatt 20/Gföhl der ÖK 50).

Befund: Der grobkörnige Rastenberger Granodiorit wird von einem ENE-streichenden und steil N-fallenden mittelkörnigen Ganggranit durchsetzt. Der Gang hat über 8 m Mächtigkeit.

Im Aufschluß erkennt man am Rastenberger Granodiorit mit freiem Auge die Hornblendeprismen, Biotit, idiomorphe Kalinatronfeldspate (8 cm Durchmesser, zonare Einschlußbringe aus Biotit, prächtige Karlsbader Zwillinge mit einspringenden Winkeln), kleinere Feldspate und Quarz. Das Gestein ist reich an "basischen Fischen" (linsenförmige mittelkörnige Dioritschollen, 5 bis 40 cm lang), welche hier sowie im ganzen Ostteil des Rastenberger Granodioritplutons sehr regelmäßig um N-S streichen und steil nach W einfallen ("Granittektonik", siehe Abb. 8 bei Haltepunkt 24 !)

Etwa 150 m längs der frischen Straßenaufschlüsse an der Bundesstraße nach E schreitend, sieht man an der Straßenkurve (oberhalb des Kraftwerkes) Anreicherungen der idiomorphen großen Kalinatronfeldspate zu dichten Packungen, welche granitische und pegmatitische Wolken im Granodiorit erzeugen (siehe analoge Beobachtungen und deren Interpretation bei Haltepunkt 24 !).

In regionaler Hinsicht gehört der Rastenberger Granodiorit der Familie des Weinsberger Granits im weiteren Sinne an, ist aber im Gegensatz zum eigentlichen Weinsberger Granit reicher an basischen Schollen (Bronzitolivinfels, Gabbro und große (100 m - Bereich) Dioritkörper) und an dunklen Gemengteilen (Biotit, Hornblende und mitunter auch Pyroxen). Selten findet man Einschlüsse des unmittelbaren Nebengesteines des Plutons (Gneis und Amphibolit). Der volumetrische Mineralbestand des Rastenberger Granodiorits ist wegen seines Mischcharakters zwischen basischen und sauren Anteilen (von Ultrabasiten bis pegmatitischen Gesteinspartien) und wegen der Grobkörnigkeit nur innerhalb grober Intervalle zu mitteln und zwar: Plagioklas 38-45, Kalinatronfeldspat 23-30,

Biotit, Hornblende etc. 15-22 und Quarz 9-14 %. Der Anorthitgehalt der Plagioklase beträgt 42-21 %.

Der mittelkörnige Ganggranit des Aufschlusses ist ein Zweiglimmergranit mit Turmalin, Resten von Andalusit und mit Pseudomorphosen von Hellglimmer und Biotit (bzw. sekundärem Chlorit) nach Andalusit. Freisichtig erkennt man am Gestein dunkle runde Aggregate im cm-Bereich von feinkörnigem Turmalin. Andalusit und Pseudomorphosen nach Andalusit sind im vorliegenden Gestein nur mikroskopisch beobachtbar. Die Pseudomorphosen haben die Form gedrungener, 1 mm langer Prismen. Die kleinen Andalusitkörner finden sich zwischen den Anreicherungen von Hellglimmer. Das Gestein ist recht massig und gehört einer jüngeren Granitgeneration an, welche stock- und gangförmig den Rastenberger Granodioritpluton und das Nebengestein des engeren Randbereiches durchsetzt. Hellglimmer, Turmalin und Andalusit weisen auf Verwandtschaft mit dem Eisgarner Granit hin.

Blick auf die 65 m hohe und 240 m lange Betonsperre, welche das 4,5 km² große Staubecken abschließt. Der Nordflügel der Talsperre ist auf kompaktem mittelkörnigem Ganggranit (in der Landschaft sichtbar) gegründet. Dabei handelt es sich um eine mit gleichem Streichen und ähnlicher Gesteinsbeschaffenheit um wenige Meter-zehner nach N versetzten Fortsetzung des Mittelkorngranit-Gangsystems wie in unserem Aufschluß. Der Südflügel der Sperre jedoch wurde mit zahlreichen Sicherungen im grobkörnigen Rastenberger Granodiorit eingebunden.

Diskussion: Genetisch zu interpretieren ist der Pluton durch gewöhnliche magmatische Differentiation, wobei ältere basische Gesteinskörper durch jüngere saure Nachschübe schrittweise verändert und schließlich in den doch neben allen Mischerscheinungen im großen und ganzen ziemlich gleichmäßigen Granodioritkörper eingebaut werden.

Literatur: Da COSTA, 1967; EXNER, 1969; NICKEL, 1950.

Haltepunkt 2: Dobra-Stausee

Thema: Verschiedene Gänge im Dobra-Gneis (G.FUCHS)

Ortsangabe: Südufer des Dobra-Staussees westlich der Mündung des Dobra-Baches (Blatt 20/Gföhl der ÖK 50)

Befund: Der Dobra-Gneis besteht hier aus einer bankigen Wechselfolge von Orthogneis und Amphibolit. Diese Gesteine fallen steil gegen E ein und werden von scharf begrenzten Gängen durchschlagen.

Ein grobkörniger an Biotit und Hornblende reicher Gang zeigt kräftige Schieferung (Mineralbestand u.d.M.: Blaßgrüne Hornblende, rotbrauner Biotit, Diopsid, Andesin, Quarz, Titanit, Epidot-Klinozoisit und Erz).

Ein vertikaler Lamprophyrgang ist hingegen nur schwach geschiefert. Die mikroskopische Untersuchung dieses Ganggesteins durch A.DAURER zeigte, daß es sich um einen Biotit-Malchit handelt: In vollkristalliner Grundmasse aus Quarz, Plagioklas, blaß-grünem Amphibol, Titanit und Biotit schwimmen bis 0.5 cm große Einsprenglinge von idiomorphem, zonarem Plagioklas (20 - 32% An), Quarz, Biotit und Amphibol. Eine schwache metamorphe Überprägung macht sich durch sekundäre Mineralumsetzungen und ein gewisses Parallelgefüge bemerkbar.

Ein sanft gegen E abtauchender Granitgang schneidet sowohl den Malchit als auch den Dobra-Gneis scharf ab. Dieser feinkörnige Biotitgranit zeigt unverschieftes, hypidiomorphes Gefüge. Hauptgemengteile sind idiomorpher, zonarer Plagioklas (22-38% An, Bestimmung A. DAURER), Quarz, etwas perthitischer Kalinatronfeldspat und ausgefrante braune Biotite (+ pleochroitische Höfe); Nebengemengteile Apatit, Zirkon und Opake. Hellglimmer in Plagioklas und Chlorit nach Biotit sind sekundär. Der Granit gehört zu den fein- bis mittelkörnigen oft turmalinführenden Randgraniten des Rastenberger Plutons.

Diskussion: Der Faltenbau des Dobra-Gneises der zum Teil sehr verwickelt ist, ist deutlich älter als die Platznahme des Rastenberger Granodiorits und seines Ganggefolges. Das älteste Eruptivgestein der variszischen Magmatite hat somit bereits einen vorvariszisch angelegten Bau vorgefunden. Es ist interessant, daß die basischen bzw. intermediären Gänge, die z.B. im Mühlviertel die jüngsten magmatischen Gesteine sind, hier älter als der Randgranit des Rastenberger Plutons sind. Wahrscheinlich erfolgte auch die Intrusion der Gänge nicht gleichzeitig.

Literatur: Dobra-Gneis: Ch.EXNER, 1953; M.KHAFFAGY, 1971; Gänge: Ch.EXNER, 1969.

Fahrt: Entlang dem Südufer des Dobra-Stausees. Dobra-Gneis mit einigen z.T. eingewickelten Mulden von Bunter Serie. Eindrucksvoll ist die Bänderung des Dobra-Gneises durch konkordant eingeschaltete Amphibolitlagen. Einzelne geringmächtige Lamprophyrgänge durchschlagen sämtliche angrenzende Gesteine. Nach A.DAURER handelt es sich bei einem dieser Gänge um einen Biotit-Augit-Kersantit.

Haltepunkt 3: Dobra-Sperre

Thema: Diskordanter Amphibolit im Dobra-Gneis (G.FUCHS)

Ortsangabe: Felsböschung an der Straße am Südufer des Dobra-Stausees, 200 m westlich der Talsperre Dobra (Blatt 20/Gföhl der ÖK50).

Befund: Der Dobra-Gneis, reich an konkordanten Amphibolitbändern, wird von einem etwa 10 m breiten Körper von Amphibolit diskordant durchdrungen. Die konkordanten Bänder gehen von diesem stockförmigen Körper ohne äußerlich erkennbare Veränderung aus. Die mikroskopische Untersuchung durch A.DAURER ergab Unterschiede zwischen Amphibolitstock und Amphibolitlagen. Der stockförmige Amphibolit führt bräunlich-olivgrüne Hornblenden, ist biotitarm aber reich an gleichmäßig verteiltem Erz. Plagioklas (24-30-37 % An) ist häufig serizitisiert, Biotit ausgebleicht und chloritisiert. Das Gefüge ist fast unregelmäßig. Die konkordanten Amphibolitlagen zeigen tiefgrüne Amphibole, führen reichlich und lagig angereicherten Biotit, und sind erzarm. Die Plagioklase (24-28-32% An) sind wie der übrige Mineralbestand frisch. Das Parallelgefüge ist ausgeprägt. Andere konkordante Amphibolitbänder wurden zum Vergleich untersucht und sind z.T. ebenfalls erzreich und unfrisch wie der Amphibolitstock.

Diskussion: In gebänderten Orthogneis - Amphibolit-Komplexen werden die Amphibolite meist als Paläosom gedeutet. Hier kann gezeigt werden, daß die Amphibolite zumindest teilweise jünger sind. Keinesfalls kann man somit die Amphibolite als injiziert deuten; gegen diese Vorstellung sprechen schon die scharfen Begrenzungen der Amphibolitbänke sowie das Fehlen jeglicher Mischgesteine, wie etwa verschieden schattierte Hornblendegneise. Eine Deutung als vulkanischer Komplex scheint nicht unwahrscheinlich.

Das Auftreten jüngerer Amphibolite, welches bereits durch WALDMANN (1938, S.44) von Stögersbach berichtet wird, ist neben der großen lithologischen Übereinstimmung, vor allem mit den amphibolitreichen Hangendpartien des Bittescher Gneises, ein weiteres Argument für die Parallelisierung mit diesem Gneiskomplex des Moravikums.

F.E.SUESS (1912, S.15-16) beschrieb nämlich auch aus dem Bittescher Gneis jüngere Amphibolite.

Literatur: Ch.EXNER, 1953; G.FUCHS, 1971 (S.425-426).

Fahrt: Route - Kamptal bis Krumau - Tiefenbach -. Querung durch einige durch Schiefergneismulden getrennte Dobra-Gneislappen und durch die Bunte Serie im Raume von Krumau/Kamp. Das bereits 1084 urkundlich genannte Schloß war im 13. Jh. Margareta, der Gemahlin König Ottokars v.Böhmen, als Aufenthaltsort angewiesen.

Haltepunkt 4: Thurnberg

Thema: Grenzbereich Bunte Serie - Gföhler Gneis (G.FUCHS)

Ortsangabe: 800 m langes Straßenprofil an der Tiefenbach - Thurnberg-Straße bei Thurnberg (Blatt 20/Gföhl der ÖK50).

Befund: Die Bunte Serie fällt mittelsteil bis steil gegen E unter den Gföhler Gneis ein. Entlang der Straße ist die Mannigfaltigkeit der Bunten Serie gut zu beobachten. Dieser Hangendbereich der Bunten Serie ist wie gewöhnlich reich an Amphiboliten. Es wechsel-lagern bänderig-lagige, z.T. aderige Paragneise, Amphibolite, Marmore, unreine Karbonatgesteine und Kalksilikatbänder. Gegenüber tieferen Teilen der Bunten Serie ist die Häufigkeit von Apliten, Pegmatiten und lichten nebulitischen Gneisen hervorzuheben, die der Serie ein migmatitisches Gepräge geben. Die mikroskopische Untersuchung dieser leukokraten Gesteine durch A.DAURER ergab, daß einige von diesen sich vom Gföhler Gneis durch Plagioklasvormacht und Fehlen der Mesoperthite grundsätzlich unterscheiden. Andere könnten stoffliche Beziehungen zum Gföhler Gneis besitzen, wofür nach Ansicht von FUCHS das Gefüge und häufige Antiperthite hinweisen.

Knapp unter der Basis des mittelsteil ostfallenden Gföhler Gneises finden sich eine an Senftenbergit erinnernde Lage von 3 dm Dicke sowie verruschelte Reste von Serpentin. Serpentin ist entlang der Gföhler Gneisgrenzen nicht selten, z.B. 1 km nördlich von hier,

bei Wegscheid. Der Gföhler Gneis greift bei Thurnberg noch etwas auf die orographisch linke Talseite und bildet östlich des Kamp eine eindrucksvolle Felswand. Wie im Gföhler Gneis von Horn zeigt dieser Gneis auch hier im NW-Teil des Körpers von Gföhl glimmerarme, granulitähnliche Bänder.

Die B-Achsen tauchen in diesem Raum mittelsteil gegen SE ab.

Diskussion: Migmatisationserscheinungen entlang der Grenzen des Gföhler Gneises wurden schon durch BECKE et al 1913, KÖLBL (1925), SCHUMANN (1930) und EXNER (1953) festgestellt und werden auch neuerdings bestätigt (FUCHS, 1971, S.434). Eine genetische Verknüpfung ist wegen der engen räumlichen Bindung kaum von der Hand zu weisen, es ist aber offen, ob man an Injektion von Abspaltungsprodukten des Gföhler Gneises oder an venitische Mobilisation in der Umgebung dieses Orthogneises denken soll. Letztere Vorstellung würde besonders die leukokraten Gesteine mit Plagioklasvornacht erklären. Schwierig dürfte es hingegen sein an der Basis des Gföhler Gneises eine Deckengrenze anzunehmen, falls man die Migmatisationen in Zusammenhang mit dem Gföhler Gneis bringt.

Fahrt: Route - Altpölla - Krug - Fuglau -. Zwischen Ramsau und Krug verschwindet der stark ausgedünnte Gföhler Gneis unter der jungen Bedeckung und taucht in der Umgebung von Röhrenbach wieder auf. Der Buch-Berg südlich der Straße gehört bereits zum Granulitkörper von St.Leonhard/Hornerwald. Die Fahrt von Fuglau nach Steinegg führt durch Amphibolite und sillimanit-disthenreiche Paragneise mit einem Band von Wolfshofer Syenitgneis und schließlich in deren Hangendem in den Granulit.

Haltepunkt 5: Steinegg

Thema: Granulit von St.Leonhard/Hornerwald (G.FUCHS, H.G.SCHARBERT).

Ortsangabe: Bruch am nördlichen Ortsende von Steinegg an der Straße nach Fuglau (Blatt 20/Gföhl der ÖK50).

Befund: Stark B-achsial geprägter Granulit mit mittelsteilem SSW-Fallen der Schieferung und horizontalen, ESE-streichenden B-Achsen. Am Handstück ist die starke Striemung durch Biotit charakteristisch. In Schnitten quer zu B sind Biotitflecken typisch. U.d.M.: Straff geregelter Granulit mit z.T. dicht gelagerten Plattenquarzzeilen. Biotit als kleine Scheiter, die sich nicht zu zusammenhängenden

Lagen aggregieren, was den Biotitflecken am Handstück normal zu B entspricht. Zahllose, runde Körnchen von Granat-Disthen sind z.T. verbogen. Sillimanitnadelchen kommen vor und sind oft in den Quarzzeilen eingeschlossen.

Die muldenförmige Granulitmasse von St. Leonhard wird durch eine WNW-ESE-streichende Antiklinalzone, in der Diallagamphibolite, Serpentin, Bänder vom Wolfshofer Syenitgneis und geringmächtige Marmorlinsen empor gebracht werden, in zwei Teile geteilt: Die südliche Hauptmasse und eine nördliche, nordüberkippte, Mulde in der die Steinegger Brüche angelegt sind.

Diskussion: Der Granulit bildet die tektonisch höchste Einheit im Raume Gföhl - Horn. Diese Position haben aber auch die meisten anderen Granulitkörper des Moldanubikums. Dies wird als Argument für die Vorstellung eines intra-moldanubischen Deckenbaues gewertet.

Gesteinsdepot

Thema: Begleitserie des Granulits (G.FUCHS, H.G.SCHARBERT)

Herkunft: Nördliches Wolfshoferamt, 200 m südlich des Gehöftes Riel.

Befund: Die Gesteinsserie im Liegenden des Granulit besteht aus Amphiboliten und Paragneisen, die sich von granulitfernen Serien deutlich unterscheiden. Die Amphibolite sind, schon durch ihr Gewicht auffällige, granat- und pyroxenreiche Gesteine.

Die petrographische Untersuchung durch H.G.SCHARBERT ergab:

Granat-Pyroxen-Amphibolit

Granat: Große Individuen mit sehr vielen Fülleinheiten, gerundet. Schwach zonar in seiner Elementverteilung. Nur im Zentrum etwas angereichert, während Mg zum Zentrum hin abnimmt. Ein almandinreicher Granat.

	Rand	Zentrum
SiO ₂	39.7 %	39.4 %
TiO ₂	0.1	0.1
Al ₂ O ₃	20.1	19.9
FeO	26.5	27.5
MnO	0.69	2.75
MgO	4.6	2.77
CaO	8.6	8.6
	100.29%	101.02 %

Amphibol: braun, und schwach pleochroitisch, bildet den Hauptgemengteil der Probe. Es handelt sich um eine Magnesiohornblende mit relativ hohem TiO₂-Gehalt, der typisch für hochmetamorphe Umgebung ist.

SiO ₂	44.9 %
TiO ₂	2.43
Al ₂ O ₃	11.2
FeO	14.7
MnO	0.09
MgO	10.8
CaO	10.7
Na ₂ O	1.46
K ₂ O	0.98
	97.26 %

Klinopyroxen: Farblose Körner, die stark rissig erscheinen. Es handelt sich um einen Al-führenden, diopsidisch-hedenbergitischen Klinopyroxen.

SiO ₂	53.2	%
TiO ₂	0.23	
Al ₂ O ₃	2.04	
FeO	10.8	
MnO	0.09	
MgO	12.8	
CaO	21.0	
Na ₂ O	0.37	
K ₂ O	0.02	
	100.53	%

Ferner sind zahlreiche kleine Ilmenitkristalle im Gefüge eingestreut. Plagioklas mit An-Gehalten um 50% sind nach dem Albit- und Periklin-gesetz verzwillingt. Wenig tröpfchenförmiger Quarz.

Die Paragneise unterscheiden sich von gewöhnlichen Paragneisen durch ihre Glimmerarmut und bedeutenden Gehalt an Granat und Sillimanit, wodurch das Gestein granulit-ähnliches Aussehen erhält und von FUCHS als granulitischer Gneis kartiert wurde. Die mikroskopische Untersuchung durch H.G.SCHARBERT zeigte, daß der runde Granat z.T. Einschlüsse von Disthen führt. Auch im Gefüge treten kleine Disthenkristalle auf. Auffallend sind die sehr streng gestreckten, feinkörnigen Sillimanitzüge. Es tritt viel Quarz und mesoperthitischer Alkalifeldspat auf.

Diskussion: Die Begleitserie des Granulit ist auffällig höher metamorph als die gewöhnlichen Paragneis-Amphibolitserien und zeigt Granulittendenz. Sie bildete den Rahmen, die Umgebung des Granulits, bei dessen Entstehung.

Fahrt: Route -St.Leonhard/Hornerwald-. Querung der nördlichen Granulitmulde und der Antiklinalzone gegen Süden in die südliche Hauptmulde des Granulits, die gegen Osten in Richtung Gars verlassen wird.

Haltepunkt 6: Wolfshoferamt

Thema: Syenitgneis Typ Wolfshof (G.FUCHS)

Ortsangabe: Steinbruch im Wolfshofer Syenitgneis, etwa 1 km NNE vom Jagdhaus Glasberg und 800 m SW vom Gasthaus an der Hauptstraße (Kote 507) (Blatt 21/Horn der ÖK 50).

Befund: Der Wolfshofer Syenitgneis erreicht im Wolfshoferamt seine größte Mächtigkeit (einige hundert Meter). Er ist ein meist mittelkörniges, homogenes, hier nur schwach geschiefertes Massengestein,

bestehend aus flauem bis scharfgegittertem, perthitischem Kalifeldspat, zurücktretendem Quarz, etwas Plagioklas, rotbraunem Biotit mit pleochroitischen Höfen, relativ viel Rutil, Apatit, Zirkon- und etwas sekundärem Hellglimmer. Der häufige Rutil ist ein typisches Kennzeichen dieses Gesteins.

Im Steinbruch sind gelegentlich scharf begrenzte unregelmäßig geformte Schollen des Nebengesteins (Paragneis) zu beobachten.

Diskussion: Der Wolfshofer Syenitgneis ist in der Regel den umgebenden Gesteinen konkordant eingeschaltet und macht den schüsselförmigen Bau der Mulde von St. Leonhard/Hornerwald mit. Es konnten aber auch eindeutig intrusive Kontakte gegenüber dem Nebengestein beobachtet werden. Dies und die deutlich schwächere Schieferung des Wolfshofer Syenitgneis sind Hinweise, daß die Tektonik das Massengestein in noch nicht endgültig verfestigtem und erkaltetem Zustand erfaßt hat.

Literatur: F. BECKE et al, 1913; G. FUCHS 1971; G. NIEDERMAYR, 1967.

Fahrt: Route -Gars - Kamptal abwärts über Schönberg -. In Thunau, knapp vor Gars, die Schloßruine (Burganlage aus dem 11. Jh., im 18. Jh. sehr erweitert), die Pfarrkirche aus dem 12. Jh., (romanische und gotische Stilelemente) und der gotische Karner (14. Jh.). Auf der Fahrt durch das untere Kamptal von Gars nach Langenlois quert man schräg zum Talverlauf streichende Züge von Paragneis, Glimmerschiefer und Rehberger Amphibolit. Nach Schönberg ist entlang der Straße Bittescher Gneis durchschlagen von vereinzelt Lamprophyrgängen aufgeschlossen.

Haltepunkt 7: Westlich Langenlois

Thema: Moldanubische Glimmerschieferzone (A. MATURA)

Ortsangabe: Nordseitige Straßenböschung an der Straße Langenlois-Lengenfeld, bei der Abzweigung nach Mitterberg (Blatt 38/Krems der ÖK 50).

Befund: Mehr als 200 m langes Profil einer Folge durchschnittlich mittelsteil westfallender, meist feinkörniger Schiefergneise und Glimmerschiefer. Stellenweise graphitische Bänder, helle Bänder von Glimmerquarzit, Amphibolitschiefer-Lagen und -Linsen. Im Liegenden der Folge (ostende) mehrere m-mächtige Glimmermarmor mit runden, geröllartigen Quarzeinschlüssen.

Der Mineralbestand der Paragneise und Glimmerschiefer mit Quarz, Oligoklas, + stark chloritisiertem Biotit, Hellglimmer, frischem Granat und Staurolith läßt eine Einstufung in die Staurolith-Almandin-Subfazies zu. Die Verformung begann vor und endete nach dem Wachstum von Granat und Staurolith (verlegte helizitische Einschlußzüge oder leicht gewundenes, verlegtes s_i). Sie wurde von der Kristallisation der Glimmer überdauert. Hellglimmer, Chlorit Biotit bilden in den Glimmerschiefern geschlossene Gefüge. Alkalifeldspat ist selten, Sillimanit fehlt.

Regionale Position im Osten des Gföhler Gneises, zwischen Bittescher Gneis im Liegenden und Rehberger Amphibolit im Hangenden. Im einzelnen ist im Raume Langenlois durch den Einfluß von vorherrschend N-S-gerichteten, örtlich auch NW-gerichteten Achsen eine unruhige Lagerung erkennbar; großräumig betrachtet kommt ein flaches, gegen Osten allmähliches Ansteigen der Gesteinsserien zum Ausdruck.

Diskussion: Nach F.E.SUESS ist die Moldanubische Glimmerschieferzone das Produkt einer retrograden Dynamometamorphose im Zusammenhang mit der Moldanubischen Überschiebung, die, grob gesagt, aus Paragneisen Glimmerschiefer erzeugt habe. Die Gegner dieser Ansicht weisen auf die Problematik bedeutender Stoffwanderungen hin, die man wegen der Unterschiede im Aluminium- und Alkali-Gehalt vor und nach der Dynamometamorphose theoretisch annehmen müßte und vertreten den Standpunkt, daß in der Glimmerschieferzone die primären stofflichen Verhältnisse erhalten geblieben sind und durch eine regionale Metamorphose abgebildet wurden. A.MATURA schließt sich letzterer Ansicht an und deutet den in Haltepunkt 7 aufgeschlossenen Gesteinsbestand als verkümmerten, östlichen Ausläufer der Bunten Serie, der mit dieser unter dem Gföhler Gneis in Verbindung steht.

Fahrt: Route -Lengenfeld - Droß - Priel-. Zuerst gegen Westen quer zum Streichen ins Hangende. Bei der Kirche von Lengenfeld wird der Rehberger Amphibolit gequert, am Westende von Lengenfeld zuerst ein markanter Graphitquarzitzug und nach etwa 100 m (noch vor der Abzweigung nach Gföhl) ein Ausläufer des Wolfshofer Syenitgneises. In den Paragneisen ist hier vereinzelt Sillimanit anzutreffen. Dann Wendung nach Süden, Bewegung im Streichen bis Priel, von dort wieder gegen Westen in das Hangende bis in den Gföhler Gneis.

Fußmarsch zu Haltepunkt 8: Auf Fahrweg zur Ruine Senftenberg nach SE ins Liegende. Aus dem Gföhler Gneis, vorbei an Serpentin und Amphibolit gelangt man in Anorthositamphibolit.

Haltepunkt 8: Senftenberg

Thema: Anorthositamphibolit (A.MATURA)

Ortsangabe: Steinbruch beim Heimkehrerkreuz, NNE oberhalb der Ruine (Blatt 37/Mautern der ÖK 50).

Befund: Klein- bis mittelkörniges Hornblende-Plagioklasgestein mit straffer Verteilungsanisotropie parallel zur flach westfallenden Schieferung. Durch die lagenweise unterschiedlichen Hornblendehalte wird eine teils verschwommene, teils harte Bänderung sichtbar. Dabei sind die hornblendefreien Anorthositlagen meist neben ung. dm-dicken, mitunter boudinierten, plagioklasarmen, schwarzen Amphibolitlagen zu finden. Der Anorthitgehalt der häufig inverszonaren Plagioklase schwankt zwischen 66% und 93% und nimmt von der Basis gegen das Hangende ab (E. PERSCHINKA 1967). Titanit, Apatit, Olivin und Erz sind die Akzessorien.

Der Anorthositamphibolit bildet eine 10-15 m mächtige Zone. Den gebänderten Granat-Hornblende-Biotitgneisen im Liegenden sind dm- bis m-große Amphibolit-, bzw. Granatamphibolit-Linsen eingeschaltet. Eine schmale, mehrere dm-mächtige Übergangszone mit mm- bis cm-Bänderung leitet in hart gebänderte Anorthosit-Amphibolite über.

Im Hangenden entwickelt sich nach einer m-mächtigen Übergangszone Amphibolit, dem Serpentin eingeschaltet ist. Darüber liegt der Gföhler Gneis.

Diskussion: Anorthositamphibolit ist auffallend an die Nähe des Gföhler Gneises gebunden (Waidhofen/Thaya, Dobersberg/Thaya, Waldkirchen/Thaya, Frain, Elsass/Straßertal, Rossatz), woraus sich ein genetischer Zusammenhang ableiten läßt. Nach E. PERSCHINKA kann der Gföhler Gneis aber nicht als Restschmelze eines gemeinsamen Stammagmas gedeutet werden. Während E. PERSCHINKA in den "Meta-anorthositen" die primäre Intrusionsmechanik abgebildet sieht (wobei der basische Anteil während der variszischen Metamorphose völlig in Hornblende umgewandelt worden sei), hält A.MATURA die Anorthositamphibolite für eine Sonderform von Amphibolitmigmatiten, die den Gföhler Gneis häufig, unmittelbar unterlagern.

Literatur: E.PERSCHINKA, 1967.

Fahrt: Route -Priel-Droß-Gföhl-. Von Droß an gegen NW über Gföhl bis Haltepunkt 9 Fahrt im Gföhler Gneis.

Haltepunkt 9: Tiefenbachtal SE Gföhl

Thema: Gföhler Gneis (A. MATURA)

Ortsangabe: Steinbruch im Tiefenbachtal, an der Straße, 3 km SE Gföhl (Blatt 37/Mautern der ÖK 50).

Befund: Kleinkörniger, homogener Granitgneis mit flach nordostfallender Schieferung. Diese ist an den frischen Flächen des Steinbruches weit schwieriger zu erkennen als an den verwitterten Felstürmen auf der gegenüberliegenden Talseite.

U.d.M. erweist sich der Gföhler Gneis als homogen, regelungsanisotrop, wechsellkörnig (klein- bis mittelkörnig) mit ausgeprägter intergranularer Verzahnung. Geschätzter Modalbestand: 42% Quarz; 42% Mikroklin; 8% Oligoklas (22-24% An), antiperthitisch; 7% Biotit; 1% Granat; 1% Sillimanit; Akz.: Disthen, Apatit, Zirkon (gerundet, Zonarbau), Opake.

Der Gföhler Gneis bildet im Raume Kremstal-Wachau einen petrologisch einförmigen Körper. Nur vereinzelt unterbrechen Pegmatite oder kleinere Amphibolit- und Paragneis-Einschlüsse diese Monotonie. Der angeführte Modalbestand einer Probe aus dem vorliegenden Steinbruch ist repräsentativ. Das Gefüge hingegen kann in anderen Teilen des Gföhler Gneises etwas gröber und unruhig-flasriger ausgebildet sein. Die Grenze des Gföhler Gneises zu den unterlagernden Amphiboliten ist in der Regel scharf ausgebildet. Bezüglich radio-metrischer Altersdaten siehe bei S.SCHARBERT in diesem Heft.

Diskussion: Der Gföhler Gneis ist im Waldviertel wegen seiner großen, auf relativ wenige Vorkommen verteilten Ausbreitung und wegen seiner bisher erkannten Merkmale eine wichtige und charakteristische Baueinheit des waldviertler Moldanubikums. Granulite sind meist in der Nähe der Gföhler Gneise zu finden und örtlich durch Übergangs- und Mischungszonen mit dem Gföhler Gneis verbunden, was einen genetischen Zusammenhang der beiden Gesteinsarten vermuten läßt. Der Gföhler

Hauptkörper wird von den Nachbargesteinen im Westen und Osten unterteuft. Die meisten Bearbeiter fassen daher den Gföhler Hauptkörper als den Kern einer weitgespannten Synklinale auf. Einen anderen Standpunkt vertritt G. FUCHS (1976).

Rückfahrt: Route -Gföhl-Rastenfeld-EZ Ottenstein.

2. Exkursionstag. Moravische Zone. Tertiär.

Fahrt: Route -Neupölla-Fuglau-Poigen. Quer durch das Moldanubikum, den Westteil der Horner Tertiärbucht, vorbei an Lößgruben und schließlich bei Poigen durch die Glimmerschieferzone.

Haltepunkt 10: Messern - Poigen

Thema: Bittescher Gneis (G.FRASL)

Ortsangabe: Felsböschung bei km 10 an der Straße Poigen-Messern, etwa 2 km SE Messern (Blatt 20/Gföhl der ÖK 50).

Befund und Diskussion: Die hiesige Hangendvariante des sonst eher gleichförmigen Bittescher Gneises ist ähnlich wie an anderen Stellen (bis am NW-Rand der Schwarzawa-Kuppel, CSSR), durch die Einschaltung zahlreicher dunkler Schiefergneis- bis Amphibolitlagen von dm-Dicke ausgezeichnet. Außerdem befinden wir uns hier am Messerner Bogen, an jener Stelle, wo die Gesteine der moravischen Zone am weitesten nach Westen reichen und bei der "mittelmoravischen" Hauptmetamorphose am tiefsten versenkt waren, denn sie sind am relativ stärksten regionalmetamorph gegenüber allen anderen Teilen des Moravikums (FRASL, Kongr.Führer 1968) und die Metamorphose wird ohne deutlichen Sprung intensiver, wenn wir gegen W in die im Hangenden anschließende Glimmerschieferzone und Bunte Serie vordringen.

Der hiesige Feinkorngneis ist durchschnittlich granodioritisch, führt selten K-Feldspatäugen (bis 3 cm groß), ehemals idiomorphe Einsprenglinge mit epitaktisch geregelten Plagioklaseinschlüssen, wie sie in Erguß- oder hochplutonischen Gesteinen üblich sind. Für den Grad der Metamorphose, welche die Auswalzung überdauert hat, sind die Plagioklase kennzeichnend: Im Gneis bis An_{22} , in den dunklen bis amphibolitischen Bändern aber zunehmend invers zonar (bis Labrador), wobei sich keinerlei Spuren einer Instabilität (Mikrolithen oder Albitisierung) finden. Dazu gehören auch die einheitlich rötlichbraunen Biotite, die ebenso keine Entmischungsmineralien (Titan- oder Epidotmineralien) aufweisen. Das bedeutet eine aufsteigende Metamorphose, welche mit den stabilen Mineralien Almandin, Disthen und Sillimanit der unmittelbar anschließenden Glimmerschieferzone zusammenpaßt. Dabei muß man allerdings zwischen den unveränderten, eher sehr zart violett getönten Plattengneis-Partien, die schon zur starken Metamorphose im Sinne von H. G. F. WINKLER (1976) tendieren, und den von Unstetigkeitsflächen her

eingreifenden grünlichgrauen Partien unterscheiden, die wieder Muskovit und grünlichbraunen Biotit führen. Diese Umwandlungen können etwa als "mittelmoravisch" (1) und "spätmoravisch" (2) im Sinne von L. WALDMANN eingestuft werden, wobei zwischen 1 und 2 keine nennenswerte Änderung des Korngefüges eintrat. Die straffe dunkle Bänderung dieser Hangendvariante läßt am ehesten an ein suprakrustales (vulkanogenes, z.T. tuffogenes) Ausgangsmaterial denken, doch kann das nicht für den ganzen, enorm ausgewalzten Bittescher Gneis-Komplex gelten, dessen tiefere Anteile eher aus einem hochplutonischen Stockwerk stammen (vgl. Haltepunkt 11 und 14).

Der Plattengneis mit seinen dunklen Lagen zeigt im Messerner Bogen ausgezeichnet das umlaufende Streichen an. Aber schon L. KÖLBL (1922) erkannte, daß die straffe Achsenregelung regional etwa NNE-SSW verläuft (wie der Kongr.Führer 1968 zeigt, sind die Achsen hier in der Pernegger Queraufwölbung hochgebogen und fallen nördlich davon eher nach N, südlich davon eher noch deutlicher nach S mit einer kleinen Wellung zwischen Kleinweiseldorf und Harmannsdorf). Von den von Waldmann angegebenen Falten im Bittescher Gneis im Taleinschnitt bei Messern ist kaum mehr etwas zu sehen, wohl aber zeigt der o.a. Straßenaufschluß schöne Boudinagen quer zur Lineation, wobei sich manchmal die dunklen Lagen, und manchmal auch helle als kompetenter erweisen.

Fahrt: Route -Messern-Irnfritz-Pernegg-, Im Felsen unmittelbar am Straßenknie bei der Brücke 393, wo die Straße nochmals ins Hangende des Bittescher Gneises führt, hat ein nachtektonischer basischer Gang (analysenfrisch) einen noch zur Glimmerschieferzone gerechneten Schiefergneis durchschlagen.- Etwa 1 km vor Messern linker Hand Plattenbruch in Bittescher Gneis (Stop II/8, Kongreßführer 1968).- In den Felsen der Straßenverbreiterung unmittelbar E der Hammermühle S von Messern stecken demgegenüber m-dicke intermediäre Gänge posttektonisch im straff geschiefertten Bittescher Gneis.- Dann von Messern zuerst wieder durch die Glimmerschieferzone nach Irnfritz, weiter über die alte Landoberfläche des breiten, hier flach gewellten Bittescher Gneiszuges und durch die liegende Serie (Fugnitzer Kalksilikatschiefer, Marmor, Granatglimmerschiefer) über Pernegg nach Ralsdorf.

Haltepunkt 11: RalsdorfThema: Fugnitzer Kalksilikatschiefer (G.FRASL)Ortsangabe: Kleiner Steinbruch (verlassene Grube am SW-Auslauf des Halter Berges von Ralsdorf, 150 m NE der Häuser (Stop II/7, Kongreßführer 1968) (Blatt 8/Geras der ÖK 50).

Befund: Östlich der Straße Ralsdorf-Harth ist am W-Hang des Halter Berges in einem alten Bruch das Hangende aufgeschlossen, ein muskovitbetonter, stark gestengelter Bittescher Gneis mit tiefgründiger Aufmürbung. Im Bruchbereich sind Plattendeponien mit grauen Marmoren und Kalksilikatschiefern (z.T. mit ausgewalzten Aplit- oder Pegmatit-Lagen). Der unmittelbar den Bittescher Gneis mit flachem NW-Fallen unterteufende Fugnitzer Kalksilikatschiefer selbst ist in mehreren kleinen Gruben aufgeschlossen, worunter sich der beste Aufschluß von "Fugnitzer" auf Blatt Horn befindet. Der durch Diopsid und bläulichgrüne Hornblendenädelchen grünlichgrau-gefärbte, ± gebänderte Kalksilikatschiefer wurde in kleinen, scharfkantigen Platten analysenfrisch gebrochen. Zum weiteren Mineralbestand gehören Klinoisit, Quarz, Plagioklas (mit starkem inversen Zonarbau von Oligoklas bis Labrador), Kalifeldspat, ± Kalkspat und Titanit. Der hier kaum karbonatführende Kalksilikatschiefer enthält in der Fortsetzung Steinfeld-Teichfeld-Nödersdorf stark karbonathältige Partien. Fugnitzer Kalksilikatschiefer begleiten nicht nur in bis Meterzehner Mächtigkeit die Liegendgrenze des Bittescher Gneises, sondern sind in mindestens einem Horizont dem Bittescher Gneiszug auch über der Mitte seiner Mächtigkeit eingeschichtet, u.zw. von der Thaya bis zur Südspitze in der Höhe von Schönberg am Kamp, wie schon L.WALDMANN wußte.

Für das Verhältnis der hier mittelgradigen Regionalmetamorphose zur Auswalzung ist bezeichnend, daß die meist straff eingeregelter Hornblendestengel jeweils mit der basischen Randzone der ± runden Plagioklasse und den Diopsidkörnern koexistieren, und alle drei keinerlei Abbauerscheinungen zeigen. Daher hat diese Regionalmetamorphose die Achsentektonik überdauert. Das Achsen- und Flächengefüge stimmt i.a. mit jenem des Bittescher Gneises lokal wie regional präzise überein (schwach NE geneigte Achsen; vgl. Kongressführer 1968). Hier sind aplitische und pegmatitische Lagen fingerdick ausgewalzt. Solche sind aber bei Harth etwas besser erhalten und auch im S, in den Blöcken am Mitterberg bei Schönberg am Kamp als eingeschichtete

Gangreste deutlich erkennbar. Freilich sind es auch da nicht so unleugbar quer durchschlagende Gänge wie im Kalksilikatfels von Kühnring (s. Haltepunkt 18) im Dach des Thayabatholiten, aber ich zweifle ebenso wie L. Waldmann nicht am ursprünglichen Intrusivkontakt zwischen dem Ausgangsmaterial der Fugn. Kalksilikatschiefer und jenem der anschließenden Bittescher Gneise.

Neue Analysen von Fugnitzer Kalksilikatschiefer, einem Meta-Kalksilikathornfels von Kühnring und einem karbonathältigen Glimmerschiefer aus der streichenden Fortsetzung des Fugnitzer Zuges, aber aus einer wohl weniger kontaktnahen Position, ergaben folgende Werte (s. Tab. 3).

Tab. 3: Chemische Analysen. Analytiker: I. BAUMGARTNER

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO + Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	ges.
Fugnitzer Kalksilikatschf. (SE Mitterberg bei Schönberg)	57,4	13,7	6,0	0,126	1,79	12,5	1,17	2,88	0,81	0,06	n.b.	96,43
Fugnitzer Kalksilikatschf. (Raisdorf)	50,4	11,8	5,07	0,113	1,62	18,0	1,53	2,41	0,67	0,05		
Fugnitzer Kalksilikatschf. (S Harth)	60,9	15,1	5,89	0,056	1,88	8,65	2,08	3,03	0,81	0,05	n.b.	98,44
Kalksilikathornfels (E Kühnring)	56,5	14,3	7,45	0,242	2,08	11,5	1,28	3,69	0,80	0,11	n.b.	97,95
Karbonathält.Schiefer (N Kugelberg bei Schönberg)	48,5	11,0	4,51	0,082	1,46	15,3	1,79	2,12	0,66	0,05		

Wenn man nun im karbonathaltigen Glimmerschiefer das CO_2 abzieht und den Rest auf 100 % berechnet, findet man eine gute Übereinstimmung mit den Fugnitzer Kalksilikatschiefern. Der karbonathaltige Glimmerschiefer paßt umgekehrt auch gut zu karbonatischen Tonsandsteinen des O-Devons z.B. der Hembergsschichten im Rheinland (SCHULZ-DOBRICK, Göttingen Diss. 1975) oder einem sog. Kulmkieselskalk oder gewissen mergeligen Tonschiefern (Wenlockschiefern) im Oslogebiet. Die Fugnitzer Kalksilikatschiefer wieder harmonisieren nicht nur mit den 4 Kalksilikatfelsanalysen bei ROSENBUSCH-OSANN, 1923 (S. 613), sondern auch mit der Analyse eines biotitarmer Plagioklas-Diopsid-Hornfelses der Kl. 7, welcher bei Oslo aus dem genannten Wenlockschiefer im Hornfelskontakt unter Verlust von CO_2 entstanden ist (V.M.GOLDSCHMIDT, 1911). Daher halte ich die Fugnitzer Kalksilikatschiefer in Fortführung der Gedanken von L. Waldmann (1921) für ursprüngliche Mergeltone oder karbonatische Tonsandsteine einer vorgranitischen Serie, die bei der Intrusion des Bittescher Gneises nur im inneren Kontakthof unter Kohlensäureverlust zu Kalksilikathornfels umgewandelt, und schließlich im Zusammenhang mit einer regionalen Auswalzung mittelgradig regional-metamorph wurden. - Über den Zusammenhang mit dem Moravischen Marmor vgl. Haltepunkt 13.

Fahrt durch die tertiäre Rumpfebene Ralsdorf-Pernegg in den Pernegger Graben, wobei wir tektonisch ins Liegende vordringen: Mehrere Züge von Moravischem Marmor wechseln mit phyllitähnlichen Granatglimmerschiefern.

Haltepunkt 12: Pernegger Graben

Thema: Moravische Granatglimmerschiefer mit Staurolith (G.FRASL)

Ortsangabe: Die Talstraße von Mödring nach Pernegg verläuft im Pernegger Graben etwa zwischen km 7 und 10 der Karte im selben Horizont von Granatglimmerschiefer (mit Staurolith), der an etlichen Stellen des Straßenrandes ansteht (Stop II/6, Kongreßführer 1968: 100 m beiderseits vom Kilometerstein 62) (Blatt 21/Horn der ÖK 50).

Befund: Die mächtige, dunkelgraue, phyllitische Glimmerschieferlage, die repräsentativ ist für die Masse der zwischen dem Bittescher Gneis und den Gneisen der "Pleissing-Decke" liegenden Glimmerschiefer-Marmor-Serie von Pernegg (entsprechend den Inneren

Phylliten des Moravikums im Sinne von F. E. SUESS) ist hier im "Messerner Bogen", also in der Pernegger Queraufwölbung am deutlichsten von einer postkinematischen mittelgradigen Metamorphose geprägt, welche auf den s-Flächen durch bis 1 cm lange idiomorphe Staurolithe signalisiert wird. L. WALDMANN sah sie 1928 (Mitt. Geol. Ges.; S. 140 ff) als typisch für den vorgranitisch metamorphen Anteil der Serie an. Nach FRASL (1968) wird die heute sichtbare Hauptprägung mit Granat- und Staurolithsprossung als typisch für die nachgranitische "mittelmoravische" Regionalmetamorphose aufgefaßt, welche die Gestaltung der Gleitbrettektone überdauerte. Wenn aber auch das heutige makroskopische und mikroskopische Bild des Glimmerschiefers von der posttektonischen Kristallisation beherrscht wird, so ist es außerdem doch möglich, daß Anteile des Schieferhorizonts vorher als z.B. Flecken- oder Knotenschiefer oder sogar Hornfelse bis Perlgnese zum Dach der anschließenden sauren Intrusiva gehört haben, wofür manche Indizien zu sprechen scheinen, wie z.B. manche Glimmerschiefer mit auffälligen Glimmerfasern (z.B. Raan bis Kugelberg, E von Schönberg am Kamp).

Von der postkinematischen Metamorphose wie die Staurolith-Granatglimmerschiefer, jedoch mit typischer Abbildungskristallisation von cm-Falten sind auch die seltenen, bis dezimeterdicken Bänder von Hornblendegarbenschiefen geprägt (z.B. Felsgruppe über dem Fahrweg ca. 30 m vom Zwischenstein "2" (= 61,2 km) der Straße, SE v. Pernegg, zugleich ca. 200 m ESE von P. 422). L. WALDMANN (1928, S. 140) sah demgegenüber auch in solchen "diopsid- und labradorführenden Hornblendegarbenschiefen" bezeichnende Glieder eines "hochmetamorphen Kontaktmantels" im Gefolge der Intrusion der granitoiden Massen (z.B. des heutigen Bittescher Gneises).

Zur Petrographie des Granatglimmerschiefers: Die idiomorphen Staurolithe (bis 1 cm lange braunschwarze Säulchen auf s-Flächen auswitternd) haben hier im Kern das feingefaltete s_1 vom Pigment des vorhergehenden Phyllitstadiums übernommen. Sie sind randlich meist rein weitergewachsen mit geradliniger bis schwammiger Begrenzung. Keine Anzeichen nachheriger Instabilität, ebenso bei den Granatporphyroblasten mit ihrem etwas gröberen, oft S-förmigen s_1 . Biotit+Quarz+Albit bilden ein feinkristallines Grundgewebe, welches ein schwach gefaltetes s_e zeigt. Accessorisch Turmalin, Apatit, Zirkon und opakes Erz.

Neuerdings hat G. WACHTEL (unveröff. Diss., Wien 1975) das bisher südlichste Vorkommen junger makroskopischer Staurolithsäulchen in der streichenden Fortsetzung unmittelbar E von Sigmundsherberg konstatiert. Von dort bis ins Manhartsberggebiet ist die stets phyllitisch aussehende, streichende Fortsetzung niedriggradig metamorph im Sinne H.G.F. WINKLERS: zuerst noch durch Biotit+Oligoklas, im S durch Phyllite mit Chlorit und Albit charakterisiert (vgl. auch HÖCK, 1975).

Zur Metamorphose: Der postkinematische Staurolith ist signifikant dafür, daß hier die vom Bittescher Gneis jedenfalls überfahrenen moravischen Schiefer nach der regionalen Tektonisierung einer mittelgradigen Regionalmetamorphose im Sinne von H.G.F. WINKLER (1974) unterworfen wurden (nach TURNER & VERHOOGEN, 1960): Staurolith-Almadin-Subfazies. Entsprechend WINKLER's Zusammenstellung (1976, S. 79) wäre mit knapp über etwa $520 \pm 10^{\circ}$ und ziemlich über 2 kb H_2O -Druck zu rechnen, da der sonst temperaturmäßig bereits zu erwartende und chemisch mögliche Cordierit bisher nicht konstatiert werden konnte. In der Pernegger Aufwölbung steht die posttektonische mittelgradige Regionalmetamorphose völlig im Einklang mit jener des Fugnitzer Kalksilikatschiefers, des Hornblendegarbenschiefers und der Masse des moravischen Marmors. Demgegenüber sind die Glimmerschiefer der sogenannten Glimmerschieferzone (westlich des Bittescher Gneises) noch stärker durchkristallisiert, oft gröber, auch mit Disthen und Sillimanit, und mit noch höheren Anorthitgehalten in ihren Hornblendegarbenschiefen, z.B. in Poigen.

Haltepunkt 13: Waldschänke, N Mödring

Thema: "Moravischer Marmor" (G. FRASL)

Ortsangabe: Steinbruch bei km 6,1 (laut Kartel!) der Straße Horn - (Mödring)-Pernegg (Stop II/5, Kongreßführer 1968) (Blatt 21/Horn der ÖK 50).

Befund und Diskussion: Der hiesige biotitreiche und daher violettstichige graue Marmor, der z.T. Übergänge von Kalkglimmerschiefer in Glimmerschiefer (vgl. Haltepunkt 12) zeigt, ist repräsentativ für die Hauptmasse der moravischen Marmore besonders in ihrem höchstmetamorphen Teil in der Pernegger Queraufwölbung und nach NE bis über die Thaya hinaus. Der Marmorkörper wie auch sein s-Gefüge ist in den regionalen Großlagenbau zwischen Bittescher Gneis im Hangenden und dem Thaya-Batholith eingeschlichtet (hier südfallend, vgl. Stop II/5 auf Fig. 3, Kongreßführer 1968).

Zweiglimmeriger, feinkörniger Marmor mit Quarz und Plagioklas (invers-zonarer Oligoklas bis Andesin). Die posttektonische Hauptkristallisation paßt daher zur mittelgradigen Regionalmetamorphose der anschließenden Glimmerschiefer und Hornblendegarbeschiefer, Fugnitzer Kalksilikatschiefer und Bittescher Gneise. Hier eine eigene, schwächere Metamorphose ("Floititfazies") abzutrennen, wie L. WALDMANN 1928 für seine "nachgranitische Serie" gegenüber dem "hochmetamorphen Kontaktmantel" fordert, widerspräche den Tatsachen.

Die Fortsetzung der hiesigen Marmorzüge im tschechischen Teil der Thayakuppe hat PRECLIK beschrieben. Sie liegen immer in der Nähe der Liegendgrenze des Bittescher Gneises, zeigen nach N zunehmend schwächere Metamorphose und haben z.B. bei Skalice ein Aussehen, das den Verdacht auf Devon verständlich macht. Auch gegen S hat schon WALDMANN Ausläufer dieser Marmorzüge mit abnehmender Regionalmetamorphose bis ins Gebiet des Kugelberges bei Schönberg verfolgt. Auch dort gehen Glimmermarmore in karbonathaltige, löcherige auswitternde Biotitglimmerschiefer und flaserige Biotitschiefer ohne Karbonat über, es fällt aber auf, daß relativ häufig Marmortypen mit vielen grauen Glimmerhäufchen auftreten, die an Pseudomorphosen nach ?Kontaktsilikaten erinnern. Der karbonathältige Biotitglimmerschiefer entspricht chemisch einem Tonmergel (vgl. Haltepunkt 11), und wenn man das CO_2 wegrechnet, bleibt etwa der Chemismus der Fugnitzer Kalksilikatschiefer über. Schon L. WALDMANN hat in der Veröffentlichung seiner Disseration 1921 auf den Übergang von moravischem Kalk und Fugnitzer Kalksilikatschiefer im Gebiet E von Schönberg hingewiesen, seither freilich immer genau das Gegenteil behauptet, sonst hätte das von F.E.SUESS angenommene Devonalter des "moravischen Kalkes" sich nicht mit der Tatsache der auch von Waldmann (z.B. 1928) beobachteten, meist arg ausgewalzten Durchschwärmung der "Fugnitzer" mit Apliten und Pegmatiten von Seiten der Bittescher Azidite vertragen, da die "Fugnitzer" immer zum alten Dach, der moravische Kalk jedoch zur nachgranitischen Serie gezählt wurden. Auch V.HÖCK (Verh.GBA 1969) und A. ZARRABI (unveröff.Diss. Wien 1972) betonen den primären Übergang zwischen moravischem Kalk und Fugnitzer Kalksilikatschiefern in den guten Aufschlüssen des Fugnitz-Tales.

Aufgrund des derzeitigen eigenen Überblicks über den österreichischen Anteil am Moravikum erscheint mir folgendes Entwicklungsmodell für den "moravischen Marmor" und seine Umgebung erwägenswert:

Vorwiegend seichte ⁺⁾ Granitintrusionen (Bittescher Gneis) haben einen schwach injizierten Kontakthof, ähnlich jenem vom GOLDSCHMIDT bei Christiania = Oslo beschriebenen, geschaffen. Von der anschließenden Mergel+Kalk-+Tonschieferserie wurde dabei nur der kontaktnächste Teil in Hornfelsfazies umgeprägt (z.B. injizierte Kalksilikathornfelse+Knotenschiefer), während weiter weg vom anschließenden Kontakt Mergel und Tonschiefer ± wenig verändert wurden. Dieser ganze Komplex wurde dann intensivst tektonisiert (Gleitbrettektone) und schwach bis mittelgradig regionalmetamorph überprägt, wobei der Kalksilikathornfels zum Fugnitzer Kalksilikatschiefer, der verbliebene Mergel aber zu karbonatischen Biotitschiefern, der verschieden stark kontaktmetamorph beeinflusste Kalkstein zu verschiedenen Marmorsorten und z.B. der Knotenschiefer zu Flaserglimmerschiefer, der verbliebene Tonschiefer zu ± reliktfügetem Phyllit oder Glimmerschiefer umgewandelt wurde.

Man kann somit theoretisch ohne weiteres den wesentlichen Bestand der Schieferserie zwischen Bittescher und Weitersfelder Gneis aus vorgranitischem Material entstanden erklären und eine klare Abtrennung einer nachgranitischen Serie, für die bisher der moravische "Kalk" als bezeichnend angesehen wurde, gibt es nicht. Mag sein, daß hier die Regionalmetamorphose vorgranitische und eventuell nebenbei auftretende nachgranitische Serienvorläufig untrennbar einander angeglichen hat; daß aber die große Masse der "moravischen Kalke" im Sinne von SUESS und WALDMANN dem (nachgranitischen) Devon zuzurechnen sei, erscheint heute jedoch nach alledem nicht mehr haltbar; sie könnten z.B. ebenso wie die ganze genannte Schieferserie etwa algonkisch sein. Da übrigens diese Pernegger Marmor-Glimmerschieferserie, die von der Thaya bis nahe Schönberg a. Kamp durchstreicht, keine Grüngesteine besitzt, läßt sie sich schwerlich mit der Serie der "Glimmerschieferzone" oder der "Bunten Serie" mit ihren vielen Amphiboliten parallelisieren. - Fällt zwangsläufig mit dem Devonalter der Kalke überhaupt die Annahme eines variszischen Alters des Großlagenbaues und der nachtektonischen Regionalmetamorphose? Nein: Siehe Haltepunkt 22 (Olbersdorf).

⁺⁾ Daneben dürfte es auch tiefplutonische Kontakte mit Migmatitbildung gegeben haben.

Fahrt: Route -Horn-Maria-Dreieichen-. Bei Mödring treten wir wieder in das hangende Moldanubikum ein, das allerdings im Raume Horn unter ausgedehnten tertiären und quartären Deckschichten begraben liegt. Von Horn gegen E wieder in das Liegende. Kurz nach Horn linker Hand feinkörniger, homogener "Horner Gneis" (entspricht Gföhler Gneis) anstehend. Bei Maria Dreieichen verlassen wir das Horner Becken und queren eine tektonisch komplizierte Zone von Glimmerschiefern, Paragneisen, Graphitquarziten, Marmor und Amphiboliten, in der sowohl Lamellen von Gföhler Gneis und Granulit als auch Bittescher Gneis eingeschaltet sind. Bei Kleinweiseldorf erreichen wir wieder moravisches Terrain.

Haltepunkt 14: Kleinweiseldorf

Thema: Bittescher Gneis (Normaltyp) (G.FRASL)

Ortsangabe: Tiefer Steinbruch der Fa.Raisl, 500 m N des Bahnviaduktes (Blatt 21/Horn der ÖK 50).

Befund und Diskussion: Hier ist der z.T. stark augige Plattengneis so ausgebildet, wie man ihn als Nutzgestein am ehesten kennt: Es ist ein sehr stark ausgewalzter Zweiglimmergranitgneis.

Von den Primärmineralien hat noch am ehesten der $\pm$ augig deformierte Kalifeldspat primäre Strukturmerkmale bewahrt: Manchmal ist bei orthoklasnaher Optik noch ein Zonarbau mit Rekurrenzen und die epitaktische Einregelung von winzigen Einschlußplagioklasen (und Biotiten) erkennbar (vgl. FRASL, 1956), was insgesamt auf ein Wachstum in einer hochplutonischen Schmelze schließen läßt, die dann prinzipiell sowohl im hochplutonischen, wie auch im vulkanischen Niveau erstarrt sein könnte. Die im ganzen feinkörnige Gesteinsausbildung (gegenüber hiesigen Porphyroiden mit deutlich "dichter" Grundmasse) sowie die Gebundenheit des Fugnitzer Kalksilikatschiefers an die Liegendgrenze des Bittescher Gneises weisen eher auf eine hochplutonische Bildung hin. Bei der Deformation wurden z.B. die Kalifeldspateinsprenglinge augig, die Quarze dünn ausgeplättet und die Biotite ausgeschmiert in Form von dunklen, unscharf begrenzten Linealen von dm-Länge. Letztere geben am besten die straffen B-Achsen auf dem Hauptbruch an.

Für die hiesige Stärke der nachfolgenden aufsteigenden Regionalmetamorphose ist kennzeichnend, daß auch die Plagioklase außerhalb der Kalifeldspataugen einheitlich Oligoklase über der Peristeritlücke

sind (schwächst mit Hellglimmer "gefüllt"). Auch Myrmekitplagioklase sind Oligoklase. Dazu paßt der olivbraune bis fast schwärzliche rekristallisierte Biotit und auch ein im quarzreichen Schatten des Kalifeldspates gewachsener Granat, der übrigens nicht chloritisiert ist. Wahrscheinlich gehören auch die z.T. recht auffällig großen Muskovite zur selben mittelmoravischen Metamorphose.

Die spätmoravische Metamorphose äußert sich hier wieder in einer geringen postkristallinen Deformation, aber eine Diaphthorese ist kaum eingetreten, denn z.B. die Oligoklase gehen nur ausnahmsweise in winzigsten Randteilchen in Albit über und die Biotite sind i.a. beständig geblieben. Die postkristalline Deformation des Bittescher Gneises nimmt aber von hier nach S (E von Schönberg a. Kamp) zu. Er wird dort feiner, wobei granitoide, porphyrverdächtige und quarzitisches aussehende Varianten auftreten.

Für die Erstreckung der Oligoklas-Stabilität gegen S ist die Beobachtung von Bedeutung, daß auch im kleinkörnigen Dioritgneis (aus Mela-Granodiorit = "Tonalitgneis" WALDMANN's = "basische Einlagerung" REINHOLD's, 1910) von Buttendorf und im Tiefenbachtal (2,5 km W von Manhartsberggipfel) mit seinen Andesinrelikten nach der mittelmoravischen Tektonisierung tatsächlich ein Oligoklas über der Peristeritlücke entstanden und bis zuletzt stabil geblieben ist. Die "mittelmoravische", über die Albit-Oligoklas-Grenze aufsteigende Metamorphose hat also im S im "Deckengebiet" des Moravikums zumindest bis in die Nähe von Schönberg a.Kamp gewirkt.

Haltepunkt 15: Maigen

Thema A: Tertiär: Eggenburgien (Molter Schichten, Grobsande, Gauderndorfer- und Eggenburger Schichten) (F.STEININGER)

Ortsangabe: Sandgrube der Fa.Stranzl (Eggenburg) an der Straße Eggenburg-Maigen-Sigmundsherberg, ca. 700 m SE der Ortschaft Maigen (Blatt 21/Horn der ÖK 50).

Befund: Die Grube wird durch einen NNE-SSW verlaufenden Verwurf, der mit ca. 40-45° gegen Westen einfällt, in einen West- und Ostteil getrennt. Im Westteil ist das liegende Kristallin derzeit nicht aufgeschlossen, es folgen:

Molter Schichten/Loibersdorfer Schichten aus Mittel- bis Grobsanden, z.T. Feinkies, mit reichem Fossilinhalt - auffällig Pirenellen, Tellinen, die z.T. unregelmäßig als Schalenbruchstücke im Sediment

verteilt sind. Eingeschaltet finden sich Austern- und Mytilusbänke, die 20-60 cm mächtig werden. Diese tieferen Schichtpakete, ca. 130-145 cm mächtig, stellen den Anteil der Molter Schichten dar.

Daraus kontinuierlich hervorgehend Mittelsande bis Feinkiese, gelblichgrau bis hellolivgrün mit reicher Bivalvenfauna (Veneriden, Cardien, Tellinen) an der Basis, Tellinenbändern und Turritellenbändern im oberen Abschnitt. Dieses höhere Schichtpaket, ca. 240-260 cm mächtig, stellt den Anteil der Loibersdorfer Schichten dar.

Es geht in ein mittelkörniges Quarzsandpaket über, ca. 130 cm mächtig, über welchem das im Ost-Teil der Grube gut aufgeschlossene Schrägschichtungspaket folgt. Die letzten beiden Schichtglieder müssen faziell zu den sogenannten Grobsanden gerechnet werden.

Im Ostteil ist das liegende Kristallin mit verwitterten, z.T. kaolinisierten Phylliten aufgeschlossen.

An der Basis Mittel- bis Grobsandpaket mit Geröllen, hps. Quarzite und Phyllite, über dem Kristallin Austernbänke, insgesamt ca. 70 cm mächtig. Darüber folgen mehrere waagrecht geschichtete Mittel- bis Grob-Sandpakete ohne Gerölle, insgesamt ca. 120-140 cm mächtig. Diese beiden Schichtglieder vertreten die im Westteil als Molter- und Loibersdorfer-Schichten angesprochenen Sedimentpakete.

Es folgen ca. 330 cm mächtige schräggeschichtete Grobsande mit Fe-Verfärbung an den Schichtflächen: hellgrüne Quarzsande mit Wechselagerungen von Grobsand bis Feinkies z.T. Mittelsand-Anteile, Schichtung in cm- bis dm-Bereich, häufig prielartige Bildungen, die mit grobklastischerem Material gefüllt sind. Fallen der Schrägschichtung zw. 9 und 25°. Darüber liegen undeutlich waagrecht gelagerte Grobsande, ca. 55-75 cm mächtig, die in den Ophiomorphen-Sand (220-260 cm mächtig) übergehen. Dieses Paket, ein grober, bioturbater Mittelsand, zeigt in den unteren 100 cm vereinzelt Gangbauten vom Typus Ophiomorpha, im höheren Abschnitt ist er davon völlig durchsetzt.

Ein 20 cm mächtiger Geröllhorizont trennt den Ophiomorphen-Sand von den Gauderndorfer Schichten. Diese gehen allmählich aus einem ca. 30 cm mächtigen Grobsandpaket hervor. Es handelt sich um Silte bis Feinsande mit Konkretionen mit reicher Molluskenfauna in Form von Schillagen, die ca. 180-200 cm mächtig sind.

Mit 20-30 cm tiefen Kalken, in die Gauderndorfer Schichten eingreifen, folgen die Eggenburger Schichten. Die Kalke sind mit einem geröllführenden Grobsand gefüllt. Die Geröllkomponenten bestehen aus gutgerundeten Quarziten und kantigem Kristallinmaterial (Phylliten), daneben finden sich aufgearbeitete Konkretionen aus den Gauderndorfer Schichten und Mollusken. Es folgen kalkreiche Mittel- bis Grobsande, wobei gegen Hangend der organogene Grus zunimmt und sich Kalksandsteinbänke bilden. In diesen finden sich 3 Horizonte mit Pectiniden, sowie Lithothamnien-reichere oder Bryozoen-reichere Bänke. Die Eggenburger Schichten sind zwischen 450-550 cm mächtig.

Thema B: Injizierter Zweiglimmerschiefer aus dem parautochthonen Dach des Thaya-Batholiths (G. FRASL, W. VETTERS)

Ortsangabe: Straßenbauaufschluß der Straße Maigen-Engelsdorf; unmittelbar östlich der Tertiärsandgrube.

Befund und Diskussion: Feinkristalliner Glimmerschiefer mit dünnen Aplitgneislagen; beide Gesteine nach der mit der Verschieferung einhergehenden Regionalmetamorphose noch postkristallin deformiert. U.d.M. fiel in 2 Schliffen (W.VETTERS) folgendes auf: im stark und straff gefältelten Glimmerschiefer sind in Glimmeranreicherungen Hellglimmer und Biotite öfters dermaßen lamellar verwachsen, wie man es u.a. von Pinitpseudomorphosen nach Cordierit kennt. Außer verzahntem und undulösem Quarz ist nur noch der frische, olivgrüne Turmalin erwähnenswert. Jedenfalls kein Granat oder Staurolith, daher faziell wenig aussagend.

Der Aplitgneis hat Plagioklasvormacht (Albit mit schwächster Hellglimmer-Fülle) viel Myrmekit, kaum Kalifeldspat, aber Quarz und Hellglimmer. Auffallend sind frische, winzige Granatkörnchen ohne Chloritisierung. Insgesamt dürfte hier ein Injektionskontakt von einer starken Schieferung und einer durchgreifenden aufsteigenden (mittelmoravischen) Regionalmetamorphose nahe der Grenze von der mittleren zur schwachen Umwandlung (im Sinne von H.G.F. WINKLER 1976) erfaßt worden sein. Die spätmoravische Diaphthorese hat hier wenig ausgemacht, dafür sind die Hauptkomponenten postkristallin deformiert. Jedenfalls ein recht typischer Aufschluß für die + injizierte und dementsprechend wohl vordevonische "Glimmerschiefer-Quarzitserie" (HÖCK & VETTERS) des parautochthonen Daches des Thaya-Batholiths, wobei diese Serie am ehesten an eine Verwandtschaft mit der monotonen Serie des Moldanubikums denken läßt.

Die Lokalität liegt nach HÖCK und VETTERS etwa 3/4 km westlich der generellen Hangendgrenze des Batholiths und damit schon nahe an der südlichen Fortsetzung der Gneiszüge von Weitersfeld-Pleissing.

Fahrt: Route -Sigmundsherberg-Missingdorf-Theras. Querung der injizierten Glimmerschiefer-Quarzitserie bis Passendorf, von dessen E-Ausgang G. WACHTEL 1975 Schiefer mit ?Pinit nach Cordierit beschrieb. An diese schließen nach V. HÖCK gleich N der Radlermühle relativ grobglimmerige Quarzdioritgneise des stärker deformierten Randstreifens des Batholithgebietes an.

Haltepunkt 16: Passendorf

Thema: Migmatisches altes Dach des Thaya-Batholiths (G. FRASL)

Ortsangabe: 570 m E von Passendorf, frischer Straßenbauaufschluß der Bundesstraße Pulkau-Weitersfeld unmittelbar S der Brücke über den Ebrechtsbach (Blatt 21/Horn d. ÖK 50).

Befund: Eine petrogr. Beschreibung gab G. WACHTEL (Diss. Wien 1975): Streifige, vorwiegend dunkelgraue, feinkörnige Paragneise (z.T. mit reliktscher Hornfelsstruktur) und Paraschiefer im Primärverband mit Granodiorit, mit Pegmatitgängen sowie Aplitgängen, -adern und -lagen; alles gemeinsam schwach deformiert (s mittelsteil nach WNW einfallend) und regionalmetamorph überprägt.

Nach der Kartierung von V. HÖCK (Verh. GBA 1977) ist hier eine der Linsen oder Schuppen von Dachgesteinen aufgeschlossen, die nur etwa 1/4 km östlich der generellen Hangendgrenze des Thaya-Batholiths steckt.

Ein Maßstab für die posttektonische, aufsteigende Regionalmetamorphose ist etwa in der Mitte des Aufschlusses die Existenz eines querverlaufenden und bis dm-dicken dunklen Glimmerstreifens, welcher z.T. in einen zweifelsfrei posttektonischen Hornblendegarbenschiefer übergeführt ist. Die bis 3 cm großen Hornblenden haben intensiv bläulichgrünen Pleochroismus, die Biotite sind hier u.d.M. eher blaß olivbraun. Die barroisitähnliche Hornblende paßt zu der Oligoklas-Kristallisation bei der teilweisen Granulierung und Füllung der Tiefengesteinsplagioklase der (unmittelbar nördlich anschließenden) Quarzdioritgneise. Diese posttektonische Hornblende- wie auch Plagioklaskristallisation entspricht damit vergleichsweise der Kristallisation in der Oligoklas-Stabilitätszone im inneren Teil des Venediger- und Zillertalergebietes (MORTEANI & RAASE, Lithos 1974), wo man auch auf eine Umwandlung bei knapp über 500°C und wegen des wohl almadinreichen Granats etwa 15 km Mindesttiefe schließen kann.

Fahrt: Die Route führt weiter in den Batholithbereich hinein, etwa 2 Straßen-km nach SE.

Haltepunkt 17: Pulkau

Thema: Thayabatholith; Metagranit bis -granodiorit + Gesteinsdepot von verschiedenen Gesteinsarten des Batholithen (G.FRASL)

Ortsangabe: Neuer Straßenbaueinschnitt mit Felsböschung, 400 m NE vom Haidberg an der Straße Pulkau-Weitersdorf (Blatt 22/Hollabrunn der ÖK 50).

Befund: Hier, ca. 3 1/2 km östlich der W-Grenze des Batholiths, ist eine Schieferung im hellen, mittelkörnigen Metagranit und den aplitischen Gängen kaum mehr merklich. Trotzdem ist neben großen relik-tischen Biotiten oft schon freiäugig der Kornzerfall der Primär-biotite in ein Haufwerk erkennbar, die im Mikroskop frisch kristal-lisiert erscheinen, etwa olivbraun gefärbt sind und öfters Aus-scheidungen von Sagenit sowie Epidotmineralien aufweisen. Die Plagioklase sind trübweiß, $\pm$ gefüllt, vorwiegend mit Hellglimmer-flittern sowie seltenem Granat. Für die Metamorphosestufe des granitischen Gesteins ist kennzeichnend, daß sich nach dem Korn-zerfall, welcher etwa die Hälfte der idiomorphen Plagioklasalt-substanz erfaßt hat, wieder ein Oligoklas ü b e r der Peristerit-lücke gebildet hat, was z.B. nach H.G.F. WINKLER (1976) für eine nur um 20-30°C niedrigere Mindesttemperatur als das für den Beginn der mittleren Metamorphose kritische Erstauftreten von Staurolith (bei ca. 540° und 4 kb) spricht.

Übrigens wurde an der alten Straße ca. 100 m S von hier an der Kante gegen ein kleines Tälchen, einem nun verwachsenen Bruch, ein gröberer Meta-Granodiorit abgebaut, in welchem halb-cm große, dicke, idio-morphe Prismen von Biotit auftreten und ähnlich wie bei Freistadt (O.Ö.) aus dem Grus herausgelesen werden konnten. Hier gibt es sehr stark mit Klinozoisitbesen gefüllte Plagioklase (über der Peristeritlücke), wie sie mit dem inneren Zillertalergebiet (E. CHRISTA, 1932) besonders auffällig übereinstimmen.

Der im Führer für den Kongreß 1968 unter Stop II/2 erwähnte graue quarzporphyrische Gang im Granodiorit (400 m W vom hiesigen Straßen-einschnitt) ist inzwischen zum Großteil weggesprengt. In ihm war schon die an Haltepunkt 14 erinnernde linealförmige Auswalzung des Biotits zur Markierung der straffen Lineation auf manchen s-Flächen besonders hübsch sichtbar. Wobei sich hier faziesgetreu ein feinstes, olivbraunes Biotitrekristallinat gebildet hatte.

Vergleiche: Wir sind also hier noch im Oligoklas-Stabilitätsbereich, im Gegensatz zu dem ca. 8 km E von hier liegenden Stbr.Wartberg N von Zellerndorf, wo im Granit die Plagioklase vorwiegend noch die völlig unveränderte hochplutonische Optik zeigen und nur zum ge-ringeren Anteil meist vom Kern aus in Albit und Fülle (Klinozoisit

und Bellglimmer) umgestellt sind. Dort kommt der Granodiorit wegen der so geringen Umwandlung schon recht nahe an den unmetamorphen Typus von Moosbierbaum bei Tulln (WIESENER, 1966) heran. - Der hiesige Granodiorit soll auch daran erinnern, daß schon F.E.SUESS (Denkschriften 1913) vom Thayabatholithen außer dem Maissauer Granit auch Granodiorite und ihre Gneise, sowie dunkle, porphyrische Granitgneise, wie sie z.B. bei Gumpung auftreten, gekannt hat. Im Manhartsberggebiet tritt noch eine turmalinaplitische Randfazies dazu und an der Batholithwestgrenze beiderseits des Pulkautales gehören dazu biotitreiche Granodioritgneise mit ausgeprägter Glimmerregelung bis zur Zerreißung von Biotit und Rekristallisation in Linealform, wobei die Streckung parallel zur regional herrschenden (mittelmoravischen) Achsenprägung verläuft (Fig. 3, Kongr.Führer 1968).

Die hier zwischen Haidberg und Zellnerdorf noch nicht näher gefaßte Oligoklas/Albit-Grenze ist gegen S bereits besser einengbar. Während nämlich in den mittelkörnigen Metagraniten vom Steinbruch Feldberg bei Roggendorf und dem Bruch am E-Rand von Eggenburg sowie im grob-
augigen, dunklen Granitgneis am N-Ausgang von Gumpung nur mehr ein schwach mit Epidotmineralien gefüllter Albit stabil ist, ist z.B. am Ostausgang von Kattau nach der Hauptverschiebung noch Oligoklas gewachsen. Etwa in Gauderndorf geht die "Grenze" durch. Schließlich könnte da hineinpassen, daß in der sonst oft bis stengelgneisartig deformierten Batholithabspaltung von Sachsendorf-Reinprechtspölla im Metagranit bei P 430 N von Sachsendorf der Verdacht gegeben ist, daß zuletzt submikroskopisch feiner Peristerit gebildet wurde, wonach die Frage der vom Vergleichsgebiet in den westlichen Hohen Tauern her bekannten Peristeritbildung nun in der moravischen Zone weiterverfolgt wird.

Fahrt: Route -Pulkau-.

Haltepunkt 18: Eggenburg, Brunnstube

Thema: Tertiär: Eggenburgien ("Liegendtegel" bzw. Grobsande, Gauderndorfer-Schichten, "Molassesandstein" = "Brunnstubensandstein" bzw. Eggenburger Schichten) (F.STEININGER).

Ortsangabe: Unmittelbar westlich des Straßendamms für die Bundesstraße 38 an der SSE Stadteinfahrt von Eggenburg (Blatt 21/Horn der ÖK 50).

Befund: Als klassischer Aufschluß "Brunnstube" wird der Talschluß des Urtilbaches bezeichnet, der heute durch die Neutrassierung der Bdstr.38 (Umfahrung Eggenburg) durch den Straßendamm abgetrennt wurde.

Durch die Bemühung der Stadtgemeinde Eggenburg und der N.Ö.-Landesregierung entsteht hier ein künstlicher Aufschluß der später zum Naturdenkmal erklärt werden soll.

Das liegende Kristallin (Granite) wurde noch nicht erreicht, ist jedoch im Verlauf des hier ausmündenden Wasserstollens mehrmals angefahren und tiefgründig verwittert aufgeschlossen. Über diesem Kristallin folgt ein grobsandiger Kies- und Geröllhorizont mit Anreicherung von Knochenresten (bes.: Metaxytherium, Brachiodus etc.).

Über diesem basalen Geröllhorizont folgen im Stollen graublaue Mergel = "Liegendtegel" und aufgeschlossen grobsandige z.T. kiesführende dunkle Mergel, die gegen den Talausgang zu durch Grobsande = "Liegendsande" (FUCHS, 1900) vertreten werden, bzw. damit verzahnen. Bemerkenswert eine reichere benthonische Foraminiferen- und Ostracodenfauna sowie individuenreiche, jedoch artenarme Molluskenfauna (Turritella div.spec., Paphia sp., Panopea) (STEININGER, 1971, S.123). Von HOCHULI (1976) wurde eine charakteristische Pollenflora beschrieben. Dieses Schichtpaket ist derzeit mit 80-120 cm aufgeschlossen.

Aus diesem Schichtpaket gehen lithologisch und faunistisch typische Gauderndorfer Schichten hervor. Im aufgeschlossenen Teil der Brunnstube finden sich im Bereich der Basis Gerölle und etwas höher eine mächtige Konkretionslage (bis 130 cm); ansonst handelt es sich um Silte bis Feinsande mit Schillagen, die insgesamt ca. 190-230 cm mächtig sind. Fauna s.o. und vgl. STEININGER 1971, S. 125.

"Molassesandstein" (SUESS, 1866) bzw. "Brunnstubensandstein" (ABEL, 1898) - unter diesen beiden Bezeichnungen wurden organogene fein- bis grobsandige, z.T. sandsteinartig verfestigte Molluskenschille beschrieben. Sie folgen mit deutlichem Transgressionskontakt über den Silten und Feinsanden der Gauderndorfer Schichten. Die reiche Molluskenfauna führt viele grabende Bivalven z.T. in "Lebensstellung" d.h. Siphonalöffnung gegen Hangend gerichtet, und damit ähnelt diese Fauna der Fauna der Gauderndorfer Schichten. Es finden sich jedoch bereits die charakteristischen Pectiniden der Eggenburger Schichten, sodaß auf Grund der Lithologie, der Fauna und der regionalen transgressiven Tendenz dieses Schichtglied eher zum

Komplex der Eggenburger Schichten zu zählen ist. Im aufgeschlossenen Bereich finden sich zu unterst blaugrauer harter Molluskensandstein (ca. 70-80 cm), darüber bräunliche mürbe Molluskensandsteine (ca. 130-140 cm) und zu oberst graue, wenig verfestigte Molluskensandsteine (ca. 150-160 cm).

Eine z.T. deutlich ausgebildete Diskontinuitätsfläche trennt diesen Molluskensandstein von den z.T. bankig gelagerten hellgrauen Eggenburger Schichten. Sie werden durch Ostreen- bzw. Pectinidenbänke, Partien mit Bryozoenrasen und Molluskenlagen gegliedert. Dieses Schichtglied ist z.T. als organogener Kalksandstein, z.T. als Mürbsandstein ausgebildet. In der Brunnstube findet sich als hangendste Partie eine Molluskenbank. Regional folgt im Raum von Eggenburg darüber Bryozoen- und Lithothamniengrus mit einer reichen grabenden Echinodermenfauna. Gesamtmächtigkeit dieses Komplexes in der Brunnstube 470-520 cm. Fauna vgl. STEININGER (1971, S.126 ff.).

Haltepunkt 19: Kühnring

Thema: Meta-Kalksilikathornfels mit Aplitgängen im Dach des Thaya-batholithen (G.FRASL).

Ortsangabe: Feldstraße 850 m ESE der Kirche von Kühnring zum Armen-seelenkreuz; Straßenböschung an Wegegabel unmittelbar gegenüber dem Ausgang der Tertiärschottergrube (Blatt 21/Horn der ÖK 50).

Befund und Diskussion: In dem von W. VETTERS 1975 bei der Kartierung als Seltenheit vermerkten Aufschluß von grünlichgrauem Kalksilikatgestein habe ich anschließend die quer durchschlagenden armdicken Apliten gefunden, Zeugen eines Primärkontaktes von Seiten des im Osten unmittelbar anschließenden Thayabatholithen.

Der schwach gebänderte Kalksilikathornfels hat mit den einander kreuzenden Gängen bloß eine schwache Tektonisierung, und zwar unter teilweiser Aufprägung eines Gneisgefüges im Ganggestein erlitten. Etwa so wie dieser injizierte Hornfels muß auch das Ausgangsmaterial für die Fugnitzer Kalksilikatschiefer und deren aplitische Zwischenlagen beschaffen gewesen sein. In gewissen Lagen des nun vorwiegend aus aktinolithischer Hornblende, Klinozoisit, Plagioklas und Quarz bestehenden Metahornfels (chem. Analyse siehe bei Haltepunkt 11) ist reliktsch noch Diopsid erhalten, der nur außen in Uralit umgewandelt ist. Übrigens konnte bei den stärkst mit Klinozoisit gefüllten Plagioklasresten an der Grenze eines Metaaplit gegen den

Metahornfels durch Lichtbrechungsvergleich mit dem anschließenden Quarz wahrscheinlich gemacht werden, daß hier bei der regionalmetamorphen Überprägung Oligoklas stabil war. Hier dürfte die regionale Albit-Oligoklasgrenze ganz nahe östlich vorbeiziehen. In diesem Zusammenhang wird darauf hingewiesen, daß in der sonst oft bis stengelgneisartig deformierten Batholithabspaltung von Sachsendorf-Reinprechtspölla im metagranitischen Anteil bei P.430 N von Sachsendorf aufgrund des mikroskopischen Bildes erstmalig im Moravikum der Verdacht gegeben ist, daß da zuletzt submikroskopisch feiner Peristerit gebildet wurde, wonach die Frage einer vom alpidischen Vergleichsgebiet der westlichen Hohen Tauern her bekannten, aber hier variszischen Peristeritbildung in der moravischen Zone weiter verfolgt wird.

Jene Kalksilikathornfelse mit den "zahlreichen zentimetergroßen Granaten", die F. Reinhold 1914 am Hochfeld beim Kreuz westlich P.444 angibt, sind leider wie manches andere bei den Kommassierungsarbeiten der letzten Jahre einplanziert worden.

Beim Leitungsbau unter der in Kühnring hinein führenden Straße waren 1976 die hangenden Paragneise und Paraschiefer aufgeschlossen. Auf den Pinitverdacht und die streifenweise starke diaphthoritische Vergrünung in den Paraschiefern am nördlichen Ortsausgang habe ich 1968 hingewiesen (Stop II/3, Kongreßführer 1968).

Rückfahrt: Vom hiesigen parautochthonen Dach geht die Rückfahrt nach Westen quer über im einzelnen schwer parallelisierbare Gneis- und Schieferlamellen, dann nach nochmaliger Querung der Bittescher Gneise beim Wallfahrtsort Maria Dreieichen durch die Glimmerschieferzone (mit grobschuppigen Granatglimmerschiefern mit Disthen und Staurolith), hinunter ins Tertiär des Horner Beckens und weiter quer durch typisches Moldanubikum nach Ottenstein.

3. Exkursionstag.

Fahrt: Route -Gföhl-Lengenfeld-Langenlois-.

Haltepunkt 20a: Zöbing, Lauserweg

Thema: Grauserie (Tonschiefer und feinkörnige Sandsteine)

Alter: ? Stephan/Unterrotliegendes (W.VASICEK)

Ortsangabe: Kellergasse "Lauserweg" im nördlichen Ortsbereich von Zöbing (Blatt 38/Krems der ÖK 50).

Befund: An verschiedenen Punkten entlang dieses Weges konnte eine zumeist monotone Abfolge von grauen Tonschiefern und im allgemeinen sehr feinkörnigen Sandsteinen, die stellenweise stark limonitisiert sind, festgestellt werden. Im unteren Teil des Lauserweges konnte bei einer Aufgrabung zum Verlegen von Kanalrohren eine einige Meter mächtige Bank aus grobkörnigen Sandsteinen beobachtet werden. Diese werden zum Hangenden hin mit immer feiner werdenden Sandsteinen und Tonschiefern überlagert, die dann in ein 1,5 m mächtiges Kohlenflöz übergehen. In den feinklastischen Sedimenten sind Koniferenreste relativ häufig (*Walchia* (*Lebachia*) *piniformis* STERNBERG). Mit einigen Exemplaren kommt aber auch die Pteridosperme *Odontopteris subcrenulata* ROST var. *subcrenulata* DOUBINGER et REMY vor.

Beim Rockenbauer-Keller wurde die von ETTINGSHAUSEN beschriebene und von D. STUR (1870) revidierte Flora gefunden. Auch in letzter Zeit konnten an diesem Fundpunkt z.T. große Astteile von *Walchia* (*Lebachia*) *piniformis* STERNBERG und *Walchia* (*Ernestiodendron*) *filiciformis* STERNBERG gefunden werden. Unter den wenigen Pteridospermen sind *Callipteris conferta* (STERNBERG) BRONGNIART und *Odontopteris* cf. *lingulata* GOPPERT nachgewiesen. Auch Reste von Articulaten sind vorhanden, bestimmbar waren bis jetzt nur Marksteinkerne von *Calamites cisti* BRONGNIART. E. FLÜGEL (1960) beschrieb von diesem Fundpunkt die nichtmarinen Muscheln *Carbonicola carbonaria* (GOLDFUSS), *Anthraconaia turingensis* (GEINITZ) und *Anthracosia* cf. *bohémica* FRITSCH.

Diskussion: Sollte sich *Odontopteris subcrenulata* ROST var. *subcrenulata* DOUBINGER et REMY tatsächlich auf das Karbon beschränken, sind die tiefsten Abschnitte im unteren Teil des Lausergrabens ins oberste Karbon zu stellen. Mit dem Erstauftreten von *Callipteris conferta* (STERNBERG) BRONGNIART und *Walchia* (*Ernestiodendron*) *filiciformis* STERNBERG ist gesichert, daß es sich um ein Rotliegendes handelt.

Fahrt: Im Ortsbereich von Zöbing ist bis zur Kampbrücke in den Hinterhöfen und Hauskellern Rotliegendes (Grauserie) anstehend.

Haltepunkt 20 b: Zöbing, Kampbrücke

Thema: Tonschiefer/gebankte Sandsteine, reiche Flora

Alter: Unterrotliegendes (W. VASICEK)

Ortsangabe: Kampbrücke in Zöbing (Blatt 38/Krems der ÖK 50).

Befund: Als Basis für die Stützmauer der Kampbrücke steht ein etwa 22 m mächtiges, ziemlich genau E-W streichendes Sedimentpaket an, das vorwiegend aus grauen Tonschiefern besteht. Diesen ist im unteren Drittel eine geringmächtige Lage von Sandsteinen eingelagert. In der Mitte des Aufschlusses liegt in besonders feinen Tonschiefern ein etwa 15 cm mächtiger Florenhorizont.

Pteridospermen sind hier besonders häufig. Große Wedelstücke von *Neuropteris cordata* BRONGNIART, dessen Einzelfieder 9 cm Länge erreichen, wurden hier beobachtet; auch die mindestens handteller-großen *Cyclopteris*-Blätter dieser Art wurden hier gefunden. Die Gattung *Callipteris*, deren Hauptvertreter sich auf das Rotliegende beschränken und die dadurch in biostratigraphischer Hinsicht besonders wichtig sind, konnte mit einigen Arten nachgewiesen werden. *Callipteris naumanni* (GUTBIER) STERZEL ist im Rahmen dieser Flora das häufigste Fossil und zeigt eine beachtliche Variationsbreite. *Callipteris conferta* (GUTBIER) STERZEL kommt hier ebenfalls vor und noch einige andere Arten wie *Callipteris bibractensis* ZEILLER, *Callipteris nicklesi* ZEILLER und *Callipteris flabellifera* (WEISS) ZEILLER. In einem guten Erhaltungszustand kommt relativ häufig *Linopteris germari* GIEBEL vor.

Filices (echte Farne) kommen hier nur mit einigen *Pecopteris*-Bruchstücken vor.

Von den Articulaten (Giederpflanzen) sind sowohl Calamiten-Marksteinkerne als auch ihre Beblätterungen gefunden worden. Besonders häufig sind *Annularia spicata* GUTBIER und *Annularia mucronata* SCHENK. *Annularia stellata* SCHLOTHEIM und die zu ihr gehörigen Fruktifikation *Calamostachys tuberculata* STERNBERG konnten mit einigen Exemplaren in diesem Horizont gefunden werden.

Einige Meter über den beiden 1,50 m und 1,20 m mächtigen Sandsteinbänken im oberen Drittel dieses Aufschlusses findet sich ein zweiter Fossilhorizont. BACHMAYR & VASICEK (1967) beschrieben aus diesem Niveau Insektenreste (*Sysciophlebia* sp.); nichtmarine Muscheln (*Anthracosien*) sind hier sehr häufig.

Diskussion: Die grau entwickelte Fazies und das nur andeutungsweise Vorkommen von Rotfärbungen im höheren Bereich der Grauserie sind typisch für Unterrotliegend-Alter. Von den Fossilien beschränken sich *Callipteris conferta* (STERNBERG) BRONGNIART und *Callipteris naumanni* (GUTBIER) STERZEL auf das Rotliegende, *Linopteris germari* GIEBEL auf das Unterrotliegende, er wurde im Oberrotliegenden nach M.BARTHEL (1958, 40) noch nicht gefunden.

Fahrt: Im Ortsbereich von Zöbing nach Süden entlang dem Westfuß des Heiligensteins. Über den Tonschiefern bei der Kampbrücke setzt die klastische Serie mit gebankten Sandsteinen und Arkosen ein, die besonders gut am S Ortsende von Zöbing aufgeschlossen sind. Eine deutliche Geröllführung ist in diesem Abschnitt festzustellen.

Haltepunkt 20 c: Zöbing, Felswand gegenüber dem Langenloiser Bad

Thema: Konglomerate und Fanglomerate der klastischen Serie (W.VASICEK)

Ortsangabe: Felswände gegenüber dem Langenloiser Bad (Blatt 38/Krems der ÖK 50).

Befund: Es handelt sich um ein allmähliches Einsetzen von Konglomeraten und Fanglomeraten, denen grobkörnige Sandsteine zwischengeschaltet sind. Als Komponenten wurden hier auch Vulkanite (? Quarzporphyr) gefunden.

Diskussion: Die klastische Fazies beginnt im Lausertal mit einem Wechsellagern von Tonschiefern und Sandsteinen, in der weiteren Folge kommt es zu einer ausgeprägten Bankung, wobei den einzelnen Bänken in zunehmendem Maße Gerölle eingelagert sind. Als am meisten dynamische Phase in dieser Entwicklung ist das Auftreten der Fanglomerate zu verstehen, die als Auswirkungen der saalischen Phase zu werten sind, wenn hier unter den Komponenten tatsächlich permische Vulkanite vorkommen.

Fahrt: Route -Kammern-Straß-Elsarn-. Im Grubtal (linker Hand, vor Kammern) liegen die Kartierungspunkte der feinklastischen Rotserie und am Abhang des Geisberges verläuft die Diendorfer Störung. Im grabenförmigen Einschnitt in der Mitte des Grubtales, dem Grubgraben oder Gruebgraben, liegt die erste in Österreich aufgedeckte Paläolithstation. Sie wurde durch einen Aufschluß im Ertl-Keller von Gundaker Graf WURMBRAND um 1875 entdeckt (Diss. W.HEINRICH 1973, 113). Im weiteren Verlauf der Fahrt wird die Diendorfer Störung mehrmals gekreuzt. Die Straßenkehren nach Elsarn führen im Gföhler Gneis (Mühlbacher Gneis nach F.REINOLD, östlich der Diendorfer Störung).

Haltepunkt 21: Obernholz

Thema: Tertiär: Eggenburgien (Bunte, kontinentale Serie, Felser/Loibersdorfer-Schichten), Badenien ? (Hollenburger/Karlstettner-Konglomerat) (F.STEININGER)

Ortsangabe: Aufgelassene Sandgrube der Fa.Hammerschmied (Eggenburg/Burgschleinitz), ca. 230 m WNW-Obernholz und ca. 80 m S der Straße Obernholz-Schönberg (Blatt 21/Horn der ÖK 50).

Befund: Die liegenden kristallinen Gesteine sind heute in der Grube selbst nicht mehr aufgeschlossen.

Über dem Kristallin eine Serie von wechsellagernden Geröllen, Kiesen, Grob- bis Feinsanden mit Feldspaten und Tonlagen, die zum Teil aufgearbeitet und als Gerölle resedimentiert wurden. Die gesamte Serie, durch raschen horizontalen und vertikalen Sedimentationswechsel sowie bunte Verfärbungen gekennzeichnet, ursprünglich 700-800 cm mächtig, heute weitgehend verstürzt. Als einzige Makrofossilien treten vereinzelt verkieselte Holzreste auf, die gesamte Schichtfolge wird der bunten kontinentalen Serie zugerechnet. Diese kann auf Grund der Pollenflora von Maier (Haltepunkt 23) mit Pollenflora des Eggenburgien verglichen werden.

Es folgt ein transgressiver Zyklus von mehreren Geröll- und Sandhorizonten, die neben marinen Lebensspuren vor allem Chlamys gigas führen und insgesamt ca. 520-550 cm mächtig sind. Aus dem Transgressionszyklus hervorgehend ca. 120-150 cm mächtige Mittel- bis Grobsande, weißgelb bis hellbraun, z.T. resch, z.T. mürbsandsteinartig verhärtet mit drei deutlichen Schillhorizonten, die eine typische Fauna der Felser/Loibersdorfer Schichten (s.o.) in Steinkernerhaltung führen.

Eine sandig-mergelige Schotterfolge schneidet transgressiv bis fast an die Oberkante der bunten kontinentalen Serie durch. Die Schotter, faust- bis kiesgroß mit vereinzelt größeren Blöcken, werden zum Großteil von Quarzen und Quarziten gebildet, häufig sind bräunliche Sandsteine, dunkle Kalke mit Kalzitadern, helle Dolomite und rötliche Hornsteine. Über den basalen Schottertaschen eine Folge von gelben Feinsanden mit eingeschalteten ca. 10-15 cm mächtigen Mergelbändern und gegen Hangend wieder Schotterschnüre. Proben aus diesem Bereich blieben bisher fossilfrei. Die gesamte Schotterfolge könnte auf Grund der lithologischen Ausbildung mit dem Hollenburger/Karlstettner Konglomerat (Badenien) verglichen werden. Schwierig erscheint eine Zuordnung zu der pannonen Hollabrunner-Mistelbacher Schotterflur.

Gegen Obernholz und Diendorf schaltet sich zwischen die pectiniden-führenden Felser/Loibersdorfer Schichten des Eggenburgien und die Schotterfolge ein graues Mergelpaket mit Fischschuppen und einer Silicoflagellatenflora bzw. benthonischen Foraminiferenfauna ein, die für Ottnangien sprechen.

Haltepunkt 22: Olbersdorf

Thema: "Olbersdorfer Serie" (G. FRASL)

Ortsangabe: Olbersdorf: Vom Wald ca. 200 m E vom Reservoir in Richtung Ortskern bis zum Weingartenrand nächst der Häuser.

Befund und Diskussion: Beim Reservoir Metagranit, im Wald Blockstreifen von Quarzit, dann phyllitische Schiefer bis fast zum Weingarteneck, wo innerhalb von 20 Metern Schiefer, blockig brechender Metaspilit und grauer kieseliger Marmor des Hangendmarmorzuges anstehen.

Der gegen W gekehrte Hangendkontakt des österreichischen Abschnitts des Thayabatholiths läßt sich i.W. drei verschiedenen Bildungsniveaus zuordnen. Beim Thayatal hat K. PRECLIK schon 1924/26 auf die Bildung im migmatischen Bereich hingewiesen; im Mittelabschnitt (Passendorf, Kühnring) ist viel eher das hochplutonische Stockwerk mit Hornfelskontakten anzutreffen, und nun sehen wir die dritte Variante. Bei Olbersdorf ist an der Südseite des Manhartsberges die niedrigstmetamorphe Paragesteinsserie ("Olbersdorfer Serie") des Waldviertelkristallins aufgeschlossen: Über dem Metagranit des

Thayabatholithen liegt in einem Viertelkreis von knapp 4 km Länge unmittelbar Quarzit als wahrscheinliche Transgressionsbildung, manchmal auch etwas Kalkmarmor, und darüber eine phyllitische Serie, die primär hauptsächlich aus Ton mit tonmergeligen Anteilen und mit höheren Einschaltungen von Quarzkeratophyr- und Spilitmaterial, sowie einer geringen Menge von unreinem, z.T. sandigem Kalk bestand. Eine Serie, die zusammen ca. 400 m mächtig sein kann und prinzipiell z. B. dem "silesischen" Devon in rheinischer Fazies ähnlich ist. Die schwach metamorphe Serie (im Sinne von H.G.F. WINKLER) zeigt in den Phylliten die ersten Spuren eines Granatwachstums und an zwei Stellen im Verlauf des Quarzitzuges wurden im Schutt Serizit-quarzite mit Grobquarz und mit beginnender Disthenbildung gefunden. Der Disthenquarzit könnte aus einem Kaolinsandstein des Transgressionsverbandes abgeleitet werden und ist als Druckindikator wichtig (mindestens 4 od. 5 kb P_{H_2O}).

Von den 3 noch am ehesten aufgeschlossenen Querprofilen (im Dienbachtal, am Rücken des Jungenberges und vom Reservoir nach Olbersdorf) wird das raschest erreichbare gezeigt: Olbersdorf. Alle 3 genannten Querschnitte und auch die Fortsetzung nach NW (Kotaschen) haben im Wesentlichen den gleichen Profilaufbau wie oben genannt. Die in der Nähe der unmittelbar bei Diendorf und Olbersdorf durchgehenden "Diendorfer Störung" begreifliche allgemeine postkristalline Deformation hat in Olbersdorf alles über den Quarziten liegende mylonitisiert und leicht verwitterbar gemacht.

Die Verfolgung dieser Serie gegen W und weiter nach N führte zur Kotaschen und an den Graben W Seewiese, dem bisher nördlichsten Fundpunkt.

Irgendein genetischer Zusammenhang mit der im Streichen im N folgenden Glimmerschiefer-Quarzitserie war bisher nicht zu finden. Ob ein wie immer gearteter Konnex mit der ursprünglich ebenfalls tonigmergelig-kalkige Sedimente führenden Pernegger Glimmerschiefer-Marmorserie besteht (in welcher aber der Basisquarzit und die Keratophyr-Spilitbegleitung fehlen), muß derzeit wegen der miserablen Aufschlußverhältnisse auch noch offengelassen werden, obwohl gleich angemerkt werden muß, daß der bei den Haltepunkten 11 bis 13 angeführte primäre Kontakt der Pernegger Serie mit Teilen des Bittescher Gneises gedanklich nicht so einfach mit der hiesigen Transgressionsbildung zu verbinden ist. Wir müssen uns nun erst von den wenigen glaubhaften und modellhaften "Fixpunkten" von Serienzusammenhängen

ausgehend vorsichtig weitertasten, bevor uns der Schleier der Metamorphose und besonders der Bodenbedeckung überhaupt zu einem zunehmend klareren Bild kommen läßt.

Sichtbar ist, wie z.T. schon L.WALDMANN (1921) kartiert hat, daß die NW-Verlängerung der Olbersdorfer Serie, die sich aus dem bei Olbersdorf generellen EW-Streichen und S-Fallen in das allgemeine NS-Streichen und W-Fallen hineindreht, jedenfalls von allochthonen Massen überfahren wurde: Von den S-Ausläufern eines dunklen Granodioritgneiszuges (Teil der "Pleissing Decke" WALDMANNs), darüber von der Pernegger Serie mit Marmor und Fugnitzer Kalksilikatschiefer und darüber von den durch Paraeinlagerungen mindestens zweigeteilten Komplex des Bittescher Gneises, auf den die Granatglimmerschiefer-serie etc. folgt. Die Olbersdorfer Serie ist gegen N also in das "mittelmoravische" großtektonische und regionalmetamorphe Geschehen voll einbezogen. Steckt also in ihr tatsächlich Devon, dann ist aus diesem geologisch kartierbaren Zusammenhang ein variszisches Alter des "mittelmoravischen" Großgeschehens abzuleiten. Das ist eine zwingende Folgerung, wie man sie heute auf die Pernegger Glimmerschiefer-Marmorserie nicht mehr aufbauen kann (vgl. Haltepunkt 13).

Haltepunkt 23: Maiersch

Thema: Tertiär: Eggenburgien (Bunte, kontinentale Serie, Felser/Loibersdorfer Schichten) (F.STEININGER)

Ortsangabe: Tongrube der Fa.Frings (Krems), ca. 850 m E Maiersch, bzw. ca. 300 m SE der Kote 277 an der Straße Kotzendorf/Maiersch (Blatt 21/Horn der ÖK 50).

Befund: Die auf Grund wasserrechtlicher Schwierigkeiten heute zum Großteil geflutete Tongrube der Fa. Frings zeigt (1) einen kontinuierlichen Übergang aus der bunten kontinentalen Serie in die marinen Sedimente des Eggenburgien, (2) einen deutlichen generell N-S verlaufenden Bruch, der für die junge N-S Rand-Konfiguration des Beckens von Bedeutung ist.

Die westlich des Bruches aufgeschlossene Schichtfolge fällt generell mit $15-20^{\circ}$ gegen Osten ein und zeigt im Liegenden 15-20 m: gelbbraune bis rostbraune grobkörnige, schlecht aufbereitete Sande, kaolinreiche, fette, z.T. leicht sandige, oft bunte Tone mit Sandlinsen und einer 60 cm mächtigen violetten, dunklen kohligen Lage.

Mit scharfer Grenze folgt die hangende, 16-18 m mächtige z.T. stark sandige Kohlentonserie: Im unteren Teil mit oft reschen z.T. tonigen weißen bis schmutziggrau oder rostbraun verfärbten Sanden, in diese eingeschaltet 2 sandige Kohlebänder, das tiefste mit Anzeichen von Wurzelböden. Dieser sandige liegende Anteil geht mit einem sandigen Kohleton in den tonreichen Abschnitt der Kohlentonserie über. Hier findet sich im tiefsten Tonpaket ca. 270 - 300 cm über dem sandigen Anteil der Kohlentonserie eine ca. 70 cm mächtige Austerbank (*Crassostrea gryphoides*) mit durchwegs doppelklappigen Exemplaren in Lebensstellung. Es folgt ein Wechsel von Tonpaketen mit Kohlentonbändern, die Tone sind grau, grünlich bis braunviolett und stark zerfallend. Vereinzelt finden sich Bivalvenreste (*Polymesoda* ? sp.). Markant tritt dann ein 30- 35 cm mächtiges Lignitflöz hervor, überlagert durch dunkle sandige Tone.

Mit einem limonitimprägnierten Horizont an der Basis folgen sandige Tonmergel, die in stark tonige Sande und dann in resche weiße mittel- bis feinkörnige Quarzsande übergehen, an deren Basis ein Geröllhorizont mit Quarz-, Ton- und Kohlentongeröllkomponenten liegt. Bemerkenswert sind die Lebensspuren vom Typus *Ophiomorpha* in den Quarzsanden, welche auf ein rein marines Ablagerungsmilieu dieser Sedimente wahrscheinlich ab dem limonitimprägnierten Horizont hinweisen. Diese marine Serie ist ca. 3-3,7 m mächtig und entspricht wahrscheinlich den Felser/Loibersdorfer-Schichten.

Gekappt werden diese Sande durch einen ca. 270 cm mächtigen Horizont mit Blockschuttmaterial, Hauptanteil: Bittescher Gneis, der im oberen Teil deutliche Froststauchungserscheinungen zeigt. Darüber folgt "Gneisschutt"-Boden mit Fließstrukturen, darinnen wurzelnd der rezente Boden.

Östlich des Bruches finden wir schlecht aufbereitete Grobsande, die den Sanden an der Basis des Profiles westlich des Bruches gleichen und entlang des Ostrand des Horner Beckens weit verbreitet sind. Über diesen Sanden folgen meist sandige Tone, aus welchen die brackisch-marinen Molter Schichten hervorgehen.

Der Verlauf des hier aufgeschlossenen Bruches läßt sich gut mit der generellen Richtung des E-Randes des Horner Beckens in Einklang bringen, sowie mit den Ergebnissen einer Bohrung bei Mörtersdorf und einem weiteren aufgeschlossenen Bruchteil in einer Sandgrube SE Breiteneich.

Fahrt: Route -Gars-Altenburg-.

Haltepunkt 24: Stausee Ottenstein, Bootsexkursion

Thema: Rastenberger Granodiorit (CH.EXNER)

Besteigung der Boote 300 m westsüdwestlich Gedächtniskapelle Quote 522 am Südufer des Stausees nahe der Staumauer.

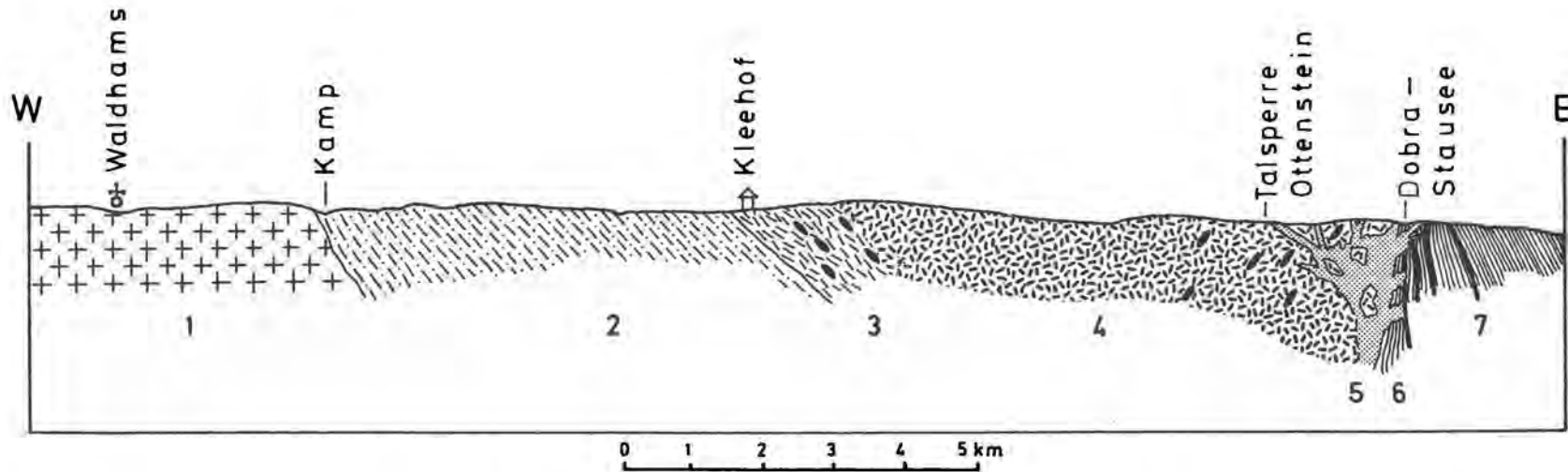
Felsen des Rastenberger Granodiorits ragen aus dem See. Die stolze Burgruine Lichtenfels (gegründet zu Beginn des 12. Jahrhunderts, verfallen im 18. Jahrhundert) mit erhaltenem mächtigem Bergfried und einer teilweise renovierten Schloßkapelle beherrscht zunächst den Blick. Sie macht heute beinahe den Eindruck einer Wasserburg, steht aber tatsächlich auf steiler Felsrippe, ca. 65 m über der vom Stausee ertränkten Talsohle an der Einmündung des von S kommenden Tales des Purzelkamps in das Kamptal. Dieses wird in 10 km Länge (Luftlinie) bis hinauf knapp vor Stift Zwettl heute vom Stausee eingenommen. Den zahlreichen Mäandern des Kamptales und der einmündenden Seitentäler entsprechend, beträgt die Länge des tatsächlichen Küstenstreifens des Stausees ein Vielfaches dieser Zahl. Infolge der Spiegelschwankungen des Stausees ermöglicht der vegetationslose Küstenstreifen in dem sonst bewaldeten Gebiet zusätzliche geologische Beobachtungen. Besonders reizvoll ist die Ansammlung loser idiomorpher Kalinatronfeldspat-Einkristalle längs der Strandlinie (ausgewittert aus dem Granodiorit).

Den Versuch, aus den megaskopischen Gefügebeobachtungen die "Granittektonik" des Rastenberger Granodioritplutons zu rekonstruieren, zeigt Abbildung 8. Basische Fische (Dioritlinsen) und das flächige Parallelgefüge großer Kalinatronfeldspate (ausgeprägt besonders im Raum Zwettl als Rastenberger Granodiorit vom Typus Kleehef) zeigen eine fächerförmige Gestalt des Rastenberger Plutons an. Er liegt im W verhältnismäßig flach (40° E-Fallen) auf dem Cordieritgneis von Zwettl und grenzt im E steil an den Dobragneis, wobei die steile Grenzfläche den jüngeren mittelkörnigen Ganggraniten als vorzüglicher Aufstiegsweg diente. Die basischen Fische im E des Plutons neigen sich mit $80-50^{\circ}$ nach W. Der Rastenberger Granodioritkörper bildet somit einen unsymmetrischen Fächer, dessen N-S streichender Stiel im östlichen Drittel des Plutons liegt und in unbekannte Tiefen fortzusetzen scheint. Tatsächlich findet man im Bereiche des Stieles

eine auffallende Anreicherung vertikaler Schlote granitischer und pegmatitischer Wolken im Rastenberger Granodiorit. Die vertikalen säulen- oder schlotförmigen Körper haben in der Horizontalen Durchmesser im Meterbereich. Genetisch weisen sie auf aus der Tiefe zugeführte Alkalimobilisate hin. Jedenfalls fehlen sie im flach liegenden W-Teil des Granodiorit-Fächers.

Neben dem sauren Gangfolge des Rastenberger Plutons (mittelkörnige Ganggranite, Aplitgranite, Aplite und Pegmatite) lassen sich am Ufer des Stausees kleinkörnige Lamprophyrgänge (Spessartit) verfolgen, die bei bloß 0,5 bis 3 m Mächtigkeit bis zu 800 m Länge erreichen. Ein solcher Spessartitgang führt in der gewundenen Stauseebucht des Ramesgrabens (alte Bezeichnung: Bruggbach) nördlich der Ruine Lichtenfels Plagioklas-Einkristalle (4 mm Durchmesser, mit markantem Hornblendesaum), die als Xenolithe interpretierbar sind.

Abb. 8



Profil durch den Rastenberger Granodiorit-Pluton, der dem Weinsberger Granit-Batholithen östlich vorgelagert ist. Nach L.A.M. Da COSTA 1967, ergänzt von Ch. EXNER.

1 = Weinsberger Granit. 2 = *Granodiorit* Cordieritgneis von Zwettl. 3 = Rastenberger Granodiorit mit sehr deutlichem flächigem Parallelgefüge vom Typus Kleehof. Die schwarzen Linsen deuten die Lagerung der dioritischen Schollen an (basische Fische). 4 = Ziemlich massiger Rastenberger Granodiorit vom normalen Typus, ebenfalls mit der Orientierung der basischen Fische (schwarze Linsen). 5 = Stock- und gangförmiger jüngerer Mittelkorn-Granit. 6 = Dobra-Gneis. 7 = Amphibolitlagen im Dobra-Gneis.

4. Exkursionstag. Moldanubikum des nördlichen Waldviertels.

Fahrt: Route - Rastenberg (im Purzelkamptal Grenzbereich Rastemberger Granodiorit zu Dobragneis) - Brand (Cordieritgneise) - Loschberg (Südende des Rastemberger Granodiorites, Cordieritgneis im Purzelkampgraben fällt achsial unter Granodiorit ein) - Waldhausen (Aplitische Übergangszone zu Cordieritgneis) - Königsbach - Grafenschlag - Ober Lassinghof (Grenze zum Weinsberger Granit, Feinkorngranit, Biotitgneis) - Roiten (Abbiegen des Kampflusses im Granit nach Norden!) - Rappottenstein.

Haltepunkt 25: Rappottenstein

Thema: Mylonit d. Vitiser Störung (J.E. KUPKA)

Ortsangabe: Steinbruch Rappottenstein (Blatt 19/Zwettl der ÖK 50).

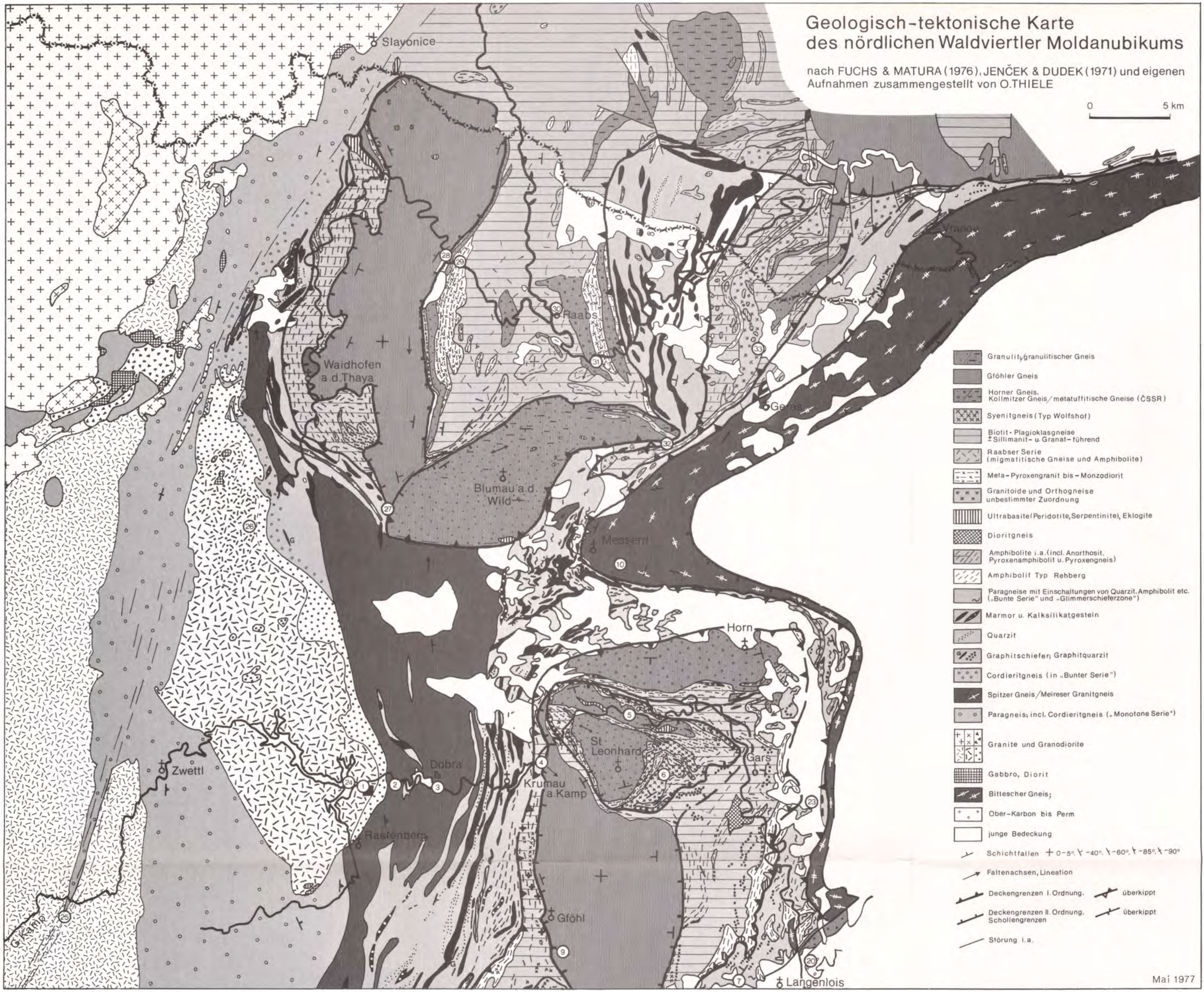
Befund: Grüner, verquarzter, gleichmäßig kleinstückig brechender Mylonit. Die seit langem bekannte Vitiser Störung tritt zwischen dem Zwettltal und Rappottenstein als gut erkennbare steilstehende Mylonitzone in Erscheinung. Sie erreicht im Bereich Waldhams, Merzenstein und Utissenbach eine beachtliche Breite (bis 100 m und wird stellenweise von Pegmatitquarz begleitet - alter Steinbruch in Merzenstein). Gegen das Südende zu - besonders aber im Bereich der Straßenkurve nördlich des Haiderhofes - wird der Mylonit feinstkörnig (Ultramylonit nach Waldmann). Die günstige Aufbereikbaarheit des Materials (gleichmäßig kleinstückig) war Anlaß, den Steinbruch Rappottenstein anzulegen und das Material im Straßenbau zu verwenden. Eine Besonderheit stellt die leichte Rosafärbung der Feldspate im Granit nahe dem Mylonit dar. Dies gilt allerdings nur für den Granit westlich der Mylonitzone. Östlich davon konnte diese Beobachtung nicht gemacht werden. Die Störung setzt nach SW durch das Areal des Weinsberger Granites fort. Die nordöstliche Fortsetzung verliert sich im Cordieritgneis.

Fahrt: Route - Haiderhof (Querung des Mylonites) - Annatsberg - Marbach - Merzenstein - (wieder Querung des Mylonites) - Moidramsberg - (Am Stadtrand von Zwettl Eintritt in den Cordieritgneis) - Zwettl - Oberhof - Dürnhof (Feinkorngranit am W-Rand des Rastemberger Granodiorites) - Zwettler Berg

Geologisch-tektonische Karte des nördlichen Waldviertler Moldanubikums

nach FUCHS & MATURA (1976), JENČEK & DUDEK (1971) und eigenen
Aufnahmen zusammengestellt von O.THIELE

0 5 km



- Granulit, granulitischer Gneis
- Gföhler Gneis
- Horner Gneis, Kollmitzer Gneis/ metatuffitische Gneise (ČSSR)
- Syenitgneis (Typ Wolfshof)
- Biotit- Plagioklasgneis ± Sillimanit- u. Granat- führend
- Raabser Serie (migmatitische Gneise und Amphibolite)
- Meta-Pyroxengranit bis - Monzodiorit
- Granitoide und Orthogneise unbestimmter Zuordnung
- Ultrabasite (Peridotite, Serpentine), Eklogite
- Dioritgneis
- Amphibolite i. a. (incl. Anorthosit, Pyroxenamphibolit u. Pyroxengneis)
- Amphibolit Typ Rehberg
- Paragneise mit Einschaltungen von Quarzit, Amphibolit etc. („Bunte Serie“ und „Glimmerschieferzone“)
- Marmor u. Kalksilikatgestein
- Quarzit
- Graphitschiefer, Graphitquarzit
- Cordieritgneis (in „Bunter Serie“)
- Spitzer Gneis/ Meiserer Granitgneis
- Paragneis; incl. Cordieritgneis („Monotone Serie“)
- Granite und Granodiorite
- Gabbro, Diorit
- Bittescher Gneis;
- Ober-Karbon bis Perm
- junge Bedeckung
- Schichtfallen + 0-5°, -40°, -60°, -85°, -90°
- Faltenachsen, Lineation
- Deckengrenzen I. Ordnung, überkippt
- Deckengrenzen II. Ordnung, Schollengrenzen, überkippt
- Störung i. a.

(Rastenberger Granodiorit) - Gerotten - Groß Kainraths -
Schwarzenau (vor Schwarzenau Feinkorngranite) -.

Haltepunkt 26: Modlisch

Thema: Pegmatoide Bildungen im Randbereich des Rastenberger Granodiorits (J.E.KUPKA).

Ortsangabe: Modlisch - Friedhof Schwarzenau (Blatt 19/Zwettl der ÖK 50).

Befund: Plagioklasreiches Gestein aus dem Randbereich des Rastenberger Granodiorites. Schriftgranit, Quarzbänder und leicht rosa gefärbte Plagioklasite stellen hier eine eigenartige und wohl auch seltene Gesteinsgesellschaft. U.d.M. ist allgemein Oligoklas, Quarz sowie Augit und Titanit feststellbar. Bei einem Schliff konnte auch Phlogopit erkannt werden.

Diskussion: Das vorliegende Gestein könnte als Nebengesteinsteil des Rastenberger Plutons aufgefaßt werden, das in einem Pegmatitgang des Feinkorngranites miteinbezogen wurde, wobei sedimentäre Gesteine vollkristallin wurden (Plagioklasit mit Graphit).

Haltepunkt 27: Scheideldorf

Thema: Bändermylonit an der Basis des höheren Moldanubikums (O.THIELE).

Ortsangabe: Steingrube S der Bundesstraße Horn - Waidhofen, 1,1 km NE der Kirche Scheideldorf (Blatt 20/Gföhl der ÖK 50).

Befund: Straff gebänderte Mylonite fallen flach (20 - 40°) gegen NE unter die Blumauer Granulitmasse ein. Das Gestein besteht aus einem fein zerriebenen Mineralgemenge aus Quarz und Feldspat sowie straff geregelten Glimmerschüppchen. Bei den Glimmermineralen dürfte es sich zum Teil um Biotit handeln, da sich im Schliff in streifenweise verschiedener Intensität Pleochroismus von blaß gelblich zu braun zeigt. In augenförmigen Relikten ist Quarz, Feldspat in der Art des Gföhlergneises (Mesoperthit), seltener auch Granat, Sillimanit und Zirkon erhalten.

Im Westen bzw. Südwesten werden die Mylonite von Bunter Serie des tieferen Moldanubikum unterlagert, im Osten bzw. Nordosten von gebänderten Pyroxenamphiboliten überlagert, die dem Zug angehören, der den Sieghartser Gföhlergneis auch andernorts vom Blumauer Granulit trennt.

Diskussion: Es handelt sich hier offenbar um das gegen Süden rasch auskeilende, tektonisch extrem reduzierte Ende des Gföhlergneis-Komplexes der Sieghartser Berge. Analoge Mylonite sind vielerorts an der Basis des höheren Moldanubikums sowie an der Basis seiner Teildecken (Sieghartser Gföhlergneis, Blumauer Masse) entwickelt. Die hier gezeigte Lokalität liegt in der ausgeprägtesten Mylonitzone dieser Art an der Grenze vom höheren zum tieferen Moldanubikum. Sie läßt sich in diesem tektonischen Niveau von hier gegen Nordwesten bis Weinpolz, gegen Osten bis in die obere Saß verfolgen. Sie ist konkordant in Bezug auf den moldanubischen Deckenbau. In die Glimmerschieferzone setzt sie nicht fort. Wohl aber dürfte diese Zone längs des Westrands des Drosendorfer Fensters mit der weithinziehenden Dislokationsfläche von Lubnice bis Olbramkostel zu verbinden sein, die das Drosendorfer Fenster, die Stalleker Scholle und schließlich die Glimmerschieferzone gegen Norden begrenzt (s. JENCEK & DUDEK; vgl. auch Abb. 9).

Literatur: JENCEK & DUDEK 1971; THIELE, 1976b, 1977.

Haltepunkt 28: Karlstein

Thema: Konkordante mylonitische Lagen im Gföhlergneis (O.THIELE)

Ortsangabe: Kirche von Karlstein (Blatt 7/Groß-Siegharts der ÖK 50).

Befund: Wir befinden uns am Ostrand des Gföhlergneis-Komplexes der Sieghartser Berge. Straff geschieferter Gföhlergneis fällt ca. 50° gegen WNW. Im Gföhlergneis sind mm- bis cm-mächtige mylonitische Lagen zu beobachten, die sich wohl in der Größenordnung von der im vorangegangenen Aufschluß (Nr. 27) gezeigten Mylonitbildung unterscheiden, ihr aber typusmäßig gleichen. Der Mineralbestand der mylonitischen Zonen ist der gleiche, wie im "normalen" Gföhlergneis. Biotit und Sillimanit blieben bestandfähig. In einzelnen Schliffen aus dieser Zone können sogar Sillimanitleisten beobachtet werden, die das feinkristallisierte Quarz-Feldspat-Glimmer-Zerreibsel quer durchspießen und offenbar relativ spät gewachsen sind. Ergänzend kann erwähnt werden, daß in den Felsen oberhalb

Karlstein (Weg zum Schloß) Sillimanit sogar freiläufig auf Klüften zu finden ist.

Diskussion: Der Sieghartser Gföhlergneis hebt randlich - im Osten, Westen sowie auch im Norden - stets über seinen Rahmen aus. Eine Ausnahme bildet lediglich seine Grenze zur Granulitmasse von Blumau, gegen die er abtaucht. Er verhält sich damit völlig gleich dem Gföhlergneis vom locus typicus, der ebenfalls allseitig aushebt, wo er nicht durch junge Störungen begrenzt ist, und lediglich gegen die St.Leonharder Granulitmasse abtaucht.

Mylonitische Zonen, wie die hier gezeigte, sind selten auch im Inneren des Gföhlergneises gefunden worden, gehäuft jedoch entlang seines Ost- und Westrandes (Rossa, Jasweinberg, Karlstein, Wienings, Weinpolz, Hollenbach, Waldkirchen, Schönfeld). Es kann angenommen werden, daß diese Mylonitbildung mit der Bildung der Sieghartser Teildecke, i.e. mit dem Deckenbau im Moldanubikum in Zusammenhang steht.

Literatur: THIELE 1976b, 1977; WALDMANN 1931, 1951a.

Haltenpunkt 29: Karlstein

Thema: Pyroxengneis (Metaquarzmonzonit) mit Einschlüssen von Kalksilikatgesteinen (A.DAURER)

Ortsangabe: SW-Hang des Strahnberges; 0,8 km E der Thayabrücke in Karlstein, an der Straße nach Raabs (Blatt 7/Groß Siegharts der ÖK 50).

Befund: An der Straßenböschung und am Hang ist in vereinzelten Blöcken und Felsgruppen ein Haupttyp eines konkordant in den regionalen Bau (mittelsteiles W-Fallen) eingeschlichteten Komplexes recht heterogen zusammengesetzter und struierter Orthogesteine aufgeschlossen, der die Hügelkette E und SE Karlstein aufbaut. Ein weiterer Zug dieser Gesteine quert die Straße am Kollnitzberg W Raabs/Thaya.

Den Hauptanteil nehmen mehr oder minder straff geschieferte, seltener unregelmäßige bis massige, fein- bis mittelkörnige Magmatite ein, die wechselnde Mengen von Plagioklas (Oligoklas-Andesin), Mikroklin, Quarz und als charakteristischen dunklen Gemengteil einen grünen, diopsidischen Pyroxen führen. Hornblende ist sowohl primär vorhanden als auch sekundär aus Pyroxen entstanden.

Auffälligstes Merkmal der Pyroxengneise sind Schollen und Linsen von Kalksilikatgesteinen in verschiedensten Größen und Stadien der Auflösung. Man findet reine Granat- oder Diopsidfelse, öfter aber massige oder gebänderte Granat-Diopsid-Plagioklas-(Andesin-Labradorit)-Felse mit kleinen Anteilen Skapolith, Titanit, Hornblende, Quarz, ganz selten auch Karbonat. In vielen Fällen zeugen nur noch pyroxenumkrustete Granatknollen oder diffuse Anhäufungen von Granat und Diopsid von der Existenz ehemaliger Kalksilikatschollen.

Eine jüngere magmatische Phase ist durch hornblendeführende Granat-Aplit-Gneise dokumentiert, die vor allem an der Liegendengrenze des Komplexes auftreten und am Gipfel des Jungfrauenberges W Pommersdorf eine eindrucksvolle Intrusivbreccie ausbilden (zahlreiche, z.T. rotierte Kalksilikatschollen schwimmen in einer granataplitischen Matrix).

Als jüngste Generation durchschlagen dünne, pegmatitische Gängchen alle zuvor erwähnten Gesteinstypen; sie sind nie verschiefert.

Diskussion: Die Pyroxengneise wurden von LIPOLD (1852) als "Syenit" bzw. "Syenitschiefer", von GERHART (1911) als "Pyroxen-amphibolite" und von WALDMANN (1931, 1933) als "Augitgneise" bezeichnet, wobei letzterer eine metasomatische Entstehungsweise durch Kontakt von Marmoren mit gabbroiden Magmen annahm. THIELE (1972, 1973) vermutet wieder Intrusiva in diesen Gesteinen.

Folgende Genese scheint möglich: ein saures bis intermediäres, durch Nebengesteinseinschlüsse stark kontaminiertes Magma quarzmonzonitischer bis granodioritischer Zusammensetzung intrudierte während eines späten Stadiums der Regionalmetamorphose. Dabei erhielt es weitgehend ein Parallelgefüge aufgeprägt; auch die äußere Form der Intrusivkörper (langgestreckte, seitlich ausgekeilende Züge) wurde durch die regionale Tektonik bestimmt.

Eine migmatische Genese ist nicht völlig auszuschließen, jedoch rechtfertigen mehrere Gründe die Vorstellung von echten Intrusionen:

- a) Im gesamten Bereich der hochmetamorphen Raabser Serie sind keine migmatischen Vorgänge nachzuweisen, die zu Aufschmelzung und Bildung von Paläosom-Relikten geführt hätten. Ebenso fehlen sichere Anzeichen von Zufuhr schmelzflüssiger Neosome.

- b) Die Pyroxengneiskomplexe sind mächtige (bis zu 800 m), klar begrenzte Körper ohne Übergänge zum Nebengestein.
- c) In ihren unregelmäßigen Partien haben sie makro- und mikroskopisch eindeutigen Plutonitcharakter, sodaß auch bei einer eventuellen in situ-Migmatisierung eine intrusionsfähige Schmelze vorhanden gewesen sein könnte.
- d) Die Kalksilikateinschlüsse haben keine Äquivalente in den Umgebungsgesteinen; sie sind völlig eigenständig und haben keine Beziehungen zu den Kalksilikatgneisen in der Raabser Serie, die meist pyroxenführende Biotit-Hornblende-Plagioklasgneise sind. Daraus ergibt sich der Schluß, daß die Einschlüsse allochthon sind und aus einem tieferen Gebirgsniveau mitgeschleppt wurden.

Haltepunkt 30: Raabs

Thema: "Raabser Serie" (O.THIELE)

Ortsangabe: Etwa 300 m Fußweg längs des Ostufers der Mährischen Thaya von Raabs gegen Nordosten (Blatt 7/Groß Siegharts der ÖK 50).

Befund: Zu Beginn des Weges (Parkplatz) stehen augige Hornblende-Biotit-Plagioklasgneise an (Modalbestand: etwa 55% Oligoklas, 15% Quarz, 20% Biotit, 8% grüne Hornblende). Weiter flußaufwärts werden Amphibolite herrschend, die mit ±hornblende- und/oder biotitführenden Plagioklasgneisen quarzdioritischer bis leuco-quarzdioritischer Zusammensetzung innig gemengt sind. Einzelne Amphibolitschollen muten u.d.M. wie Metadiorit an, daneben findet man Bänke mit feinlagigem Wechsel von Quarz-Biotit-amphibolit und ±feldspatarmen Amphibolit, mitunter auch Granat-amphibolit. Der Gesamteindruck ist der einer Migmatitserie.

Die Lagerung ist mehr oder minder flach, die Faltenachsen sind recht konstant N-S. Aus den Faltenbildern läßt sich eindeutig eine Ostvergenz ableiten. Das Gesteinsgefüge ist syn- bis post-kinematisch kristallisiert.

Außer dem hier gezeigten typischen Ausschnitt umfaßt die Raabser Serie auch noch Pyroxenamphibolite und Pyroxengneise, mächtigere Einschaltungen von ±sillimanit- und ±granatführenden Plagioklasgneisen und nur selten einmal eine schwächere Lage von Marmor, der dann mit Kalksilikatgestein vergesellschaftet ist. In

einzelnen Lagen von Plagioklassneisen zeigte sich im Schwer-mineralpräparat eine sehr einheitliche Zirkonassoziation mit relativ flächenreicher, m-betonter Tracht, Zonarbau und z.T. geregelten Einschlüssen, daß man dort auf ein vulkanogenes Ausgangsgestein schließen kann.

Diskussion: Es liegt der Verdacht nahe, daß die Raabser Serie nicht eine Migmatitserie im allgemeinen Sinn ist, bei der basisches Paläosom von saurem Neosom durchsetzt wird, sondern an eine Mischserie gedacht werden kann, die sich aus einem bunten Wechsel aus sedimentogenen Material sowie Abkömmlingen basischer und saurer (dazitischer) Vulkanite, einschließlich ihrer Tuffe und Tuffite, zusammensetzt. Bei der späteren amphibolitfaziellen Metamorphose kamen sicherlich gewisse Stoffumsätze dazu, die den migmatischen Eindruck verstärkt haben.

Literatur: THIELE 1977.

Haltepunkt 31: Kollmitzgraben

Thema: Kollmitzer Gneis (O.THIELE)

Ortsangabe: Felsen am Thayaufser NE der Ruine Kollmitz (Blatt 7/Groß Siegharts d. ÖK 50).

Befund: Wir sehen helle Gneise, die flach gegen Westen (WSW) unter die vorhin gezeigte Raabser Serie einfallen. Die b-Achsen tauchen mit etwa 30° gegen SSW. (Dieses Achsengefälle herrscht übrigens in allen Gesteinsserien bis gegen den Rand der weiter im Süden anschließenden Blumauer Granulitmasse.) Die Gneise sind dem Gföhler Gneis sehr ähnlich und auf Übersichtskarten auch bisher immer als solcher dargestellt worden. Erst im Schliff und Schwer-mineralpräparat läßt sich der Kollmitzer Gneis vom Gföhler Gneis unterscheiden: Das Knaf/Plag Verhältnis schwankt lagenweise, mitunter sogar im Schliffbereich; im Mittel überwiegt der Plagioklas. Bei den Akzessorien fehlt oft Sillimanit, mitunter auch der Granat, hingegen findet sich gelegentlich grüne Hornblende. Die Zirkone haben durchschnittlich einen geringeren Rundungsgrad als beim Gföhler Gneis. Sie sind rundlich bis kantengerundet; die mittleren Elongationen liegen im allgemeinen über 2,4 (beim Gföhler Gneis unter 2,2).

Modalanalysen von A.DAURER:

	1	2	3	4	5	6	7	
Quarz	48,8	49,0	47,6	45,6	38,8	53,3	51,2	
Plag.	11,0	35,0	23,8	19,0	31,4	13,9	19,0	~ 24% An
Knaf.	32,5	5,0	17,4	26,4	9,6	17,8	24,0	
Biotit	4,8	9,6	8,4	7,0	17,8	11,2	4,6	
Granat	1,5	1,0	2,4	1,6	1,8	0,6	0,2	
Sillim.	0,5	-	-	-	-	2,0	0,4	

(1 - 4: Kollmitzgraben, 5: SE Haidlmühle, 6 u. 7: W Reith)

Diskussion: Die Unterscheidung von Kollmitzer Gneis und Gföhler Gneis ist für die Auflösung des Bauplans des Waldviertels wichtig. Der Gföhler Gneis liegt tektonisch über der Raabser Serie, der Kollmitzer Gneis darunter. Der Kollmitzer Gneis kann tektonisch mit dem Horner Gneis parallelisiert werden. Auch dieser wird (im mittleren Kamptal) von den der Raabser Serie analogen amphibolitreichen Mischserien überlagert, die ihrerseits wieder weiter im Süden - bis hinunter in die Wachau - den Gföhler Gneis im Osten wie im Westen unterlagern (vgl. auch Abb. 9).

Literatur: SCHUMANN 1930; THIELE 1977, WALDMANN 1951a.

Haltepunkt 32: Obere Saß

Thema: Zweiglimmerorthogneis (O.THIELE)

Ortsangabe: Steingrube bei Schwarzer Lacke (Blatt 8/Geras der ÖK 50).

Befund: Dieser, von manchen Autoren ebenfalls zum Gföhler Gneis gerechnete Orthogneis ist bereits im Handstück durch seinen Muskovitreichum gut vom Gföhler Gneis zu unterscheiden. Im Gegensatz zu jenem zeigen diese Gneise u.d.M. deutliche Reste eines magmatischen Gefüges mit linsig deformierten flauem Mikroklin und subidiomorphem Plagioklas (um 11% An). Auch der Muskovit dürfte seinem Habitus nach bereits zum Primärbestand gezählt haben. Im Schwermineralspektrum unterscheiden sich die Zweiglimmerorthogneise durch den Apatitreichum, das Fehlen von Sillimanit und durch die Tracht und den Rundungsgrad der Zirkone vom Gföhlergneis.

Modalanalysen von A.DAURER:	Quarz	48,6	44,2
	Plag.	22,2	26,6
	Knaf.	15,4	18,6
	Musk.	10,0	7,0
	Biot.	3,6	3,4

Diskussion: Die Zweiglimmerorthogneise bilden einen Zug, der aus der Gegend von Frejstejn (CSSR) über Heinrichsreith und diese Lokalität gegen die Wild zieht. Sie sind wichtig für die Frage nach dem Charakter des "Drosendorfer Fensters". Nach JENCEK & DUDEK (1971) beschränken sich die Zweiglimmerorthogneise auf die östliche, das ist die liegende Umrahmung des "Drosendorfer Fenster" und werden im Norden von den deutlich höher metamorphen Gföhler Gneisen von Chvalatice durch eine nordfallende Dislokationsfläche getrennt. Nach WALDMANN (1931, 1938, 1949) verbleiben sie auch in Österreich im Liegenden des Drosendorfer Fensters und die Bunte Serie des Fensters setzt sich um das Ostende der Blumauer Masse herum gegen Südwesten fort. Das Fenster ist also offen (Halbfenster von Drosendorf). Die Untersuchungen von THIELE (1976a, 1977) bestätigen beides und wegen der tektonisch ungleichen Position von Liegend- und Hangendrahmen spricht er von einem Scherenfenster. Auf der Karte von FUCHS & MATURA (1976) werden hingegen durch Zusammenziehen von Gföhler Gneis, Zweiglimmerorthogneis, granulitischem Gneis und Kollmitzer Gneis die Verhältnisse so dargestellt, als ob das Fenster geschlossen wäre (vgl. dazu Abb. 9).

Literatur: G.FUCHS 1976; FUCHS & MATURA 1976; JENCEK & DUDEK 1971; THIELE 1976a, 1977; WALDMANN 1931, 1938, 1951b.

Haltepunkt 33: Kottaun

Thema: Magnetit-Skarn (G.FUCHS, O.SCHERMANN)

Ortsangabe: Arzberg (487) NNW von Kottaun (Blatt 8/Geras der ÖK 50).

Befund: Der Magnetit tritt in einzelnen Körnern, Nestern oder Lagen auf in einem Skarn, der aus Hedenbergit (Diopsid), basischem Plagioklas, Granat und Skapolith besteht; es finden sich auch noch Reste von Kalzit. Die Anteile der einzelnen Mineralien am Aufbau des Gesteins wechseln stark, was in Bezug auf den Magnetit den Abbau sehr erschwert hat.

Der Fe-Gehalt des Erzes liegt zwischen 15% und 37%, P und S sind nur in geringen Spuren enthalten, Ti ist praktisch kaum nachweisbar. Das Erz wurde teils im Tagbau, teils im Tiefbau gewonnen und in südmährischen Hütten anderen Erzen zugeschlagen. Über den Beginn des Abbaues ist nichts bekannt, Unterlagen über Eigentumsverhältnissen liegen erst für die Zeit nach Beginn des 19. Jhdt.

vor. Produktionsdaten sind nicht bekannt außer von 1851 - 1858, wo vor dem Ausbau der Eisenbahnlinien auch für die kleinen Eisen gewinnenden Betriebe Hochkonjunktur herrschte; in diesem Zeitraum wurde von Kottaun ca. 1 300 t Erz geliefert. 1878 wurde der Bergbau Kottaun gefristet und schließlich 1885 gelöscht. Jüngere Versuche haben zu keiner Betriebsaufnahme geführt doch scheint die ganze Zone nicht ausreichend prospektiert. Auf tschechischem Gebiet haben neuere Untersuchungen zum Nachweis von 6 Mio t dieses an sich leicht aufbereitbaren Erzes mit durchschnittlich 32 % Fe geführt.

Das Vorkommen gehört einer Schollenkette von Pyroxen-Granat-Hornblendefelsen an, die in stark paragneisdurchsetzten Gföhler Gneisen (in Č.S.S.R.: Podhradi Serie) liegt. Der Skarn von Slavonice in Mähren dürfte seiner Position nach ebenfalls zu dieser Gruppe gehören.

Diskussion: Nach O.SCHERMANN ist die Lagerstätte durch selektive Metasomatose der nicht ganz gleichmäßig zusammengesetzten ursprünglichen Karbonatgesteine entstanden. Erfahrungsgemäß neigen die reinen Marmore mehr zu metasomatischer Veränderung als die unreinen, die heute noch als Kalksilikatmarmore vorliegen. Die Verfaltung scheint schon vor der Metasomatose angelegt worden zu sein (O.SCHERMANN).

5. Exkursionstag. Moldanubikum des südlichen Waldviertels.

Fahrt: Route -Rastenfeld-Gföhl-.

Haltepunkt 34: Rehberg

Thema: Rehberger Amphibolit (A. MATURA)

Ortsangabe: Felsböschung in der Krümmung der Kremstalstraße beim Bildstock in Rehberg (gegenüber dem Steinbruch) (Blatt 38/Krems der ÖK 50).

Befund: Feinkörniger, plattiger Amphibolit, scharf mm-dm-gebändert, mittelsteiles Westfallen der Schieferung. Die Hauptgemengteile der Amphibolitlagen sind Andesin und hellgrüne Hornblende. In den hellen Lagen herrschen Albit und Quarz vor. Gelbgrüne Bänder führen neben Oligoandesin Hedenbergit, Epidot, Karbonat, Quarz und Hornblende. Eine cm-dünne Marmorlamelle ist eingeschaltet. Ein etwa 4 m-mächtiger, feinkörniger Zweiglimmer-Granitgneis mit bis cm-großen Feldspatäugen sowie Paragneis und Glimmerschiefer sind im oberen Teil der Folge konkordant eingelagert.

Der vorliegende Aufschluß zeigt den Hangendteil des Rehberger Amphibolites. Der Liegendteil steht östlich im gegenüberliegenden Steinbruch an. Dort sind aus gröberen Varietäten, die große, flache Linsen bilden, Gabbrorelikte (Labrador, Diallag) beschrieben worden.

Der Rehberger Amphibolit, ein Metavulkanit, ist ein markanter Leit-horizont. Neben der auffallenden Bänderung (streckenweise spielen die dunklen hornblendereichen Lagen eine nur untergeordnete Rolle) ist der Rehberger Amphibolit häufig mit lichten Granitgneisen, gelegentlich auch mit Marmor verbunden. Ultrabasite treten bei ungestörter Lagerung an seiner Basis auf.

Literatur: A. MARCHET 1919.

Fahrt: Route -Krems-Dürnstein-, Zwischen Rothenhof (nach Krems) und Dürnstein wird der Gföhler Gneis gequert. Bei Krems/Rothenhof tauchen die Paragneise mittelsteil gegen Westen unter den Gföhler Gneis ab. Bei Dürnstein werden der Gföhler Gneis und die gegen Westen aushebenden Liegendgesteine von einer morphologisch markanten, westfallenden Transversalschieferung erfaßt. Bis Weißenkirchen werden flachliegende bis sanft westfallende migmatitische

Paragneise mit Dioritgneis, Amphibolit und einzelnen Marmoreinschaltungen durchfahren. Bei Weißenkirchen reicht der Gföhler Gneis beidseits der Donau nochmals bis zum Talboden herab. Eine Reihe von Miozänvorkommen reicht vom unteren Ende der Wachau bis nach Spitz (W.FUCHS, 1975, 1976). Im Abschnitt Weißenkirchen - St.Michael ist eine reiche Terrassengliederung zu beobachten.

Haltepunkt 35: Spitz - St.Michael

Thema: Profil Paragneis - Buschendlwand-Amphibolit. Vergleich Buschendlwand-Amphibolit: Rehberger Amphibolit (A.MATURA)

Ortsangabe: Felsböschung entlang der Bahn von Bahnkilometer 17,223 bis 16,465, zwischen der Kreuzung mit der alten Straße nach Spitz und dem Bahntunnel von St.Michael (Blatt 37/Mautern der ÖK 50).

Befund: Im Westen des Profiles beginnend quert man zuerst relativ einförmige, mittelsteil ostfallende migmatitische Sillimanit-Granat-Biotit-Plagioklas-Paragneise. Bei Bahnkilometer 16,8 etwa steht ein rund 25 m-mächtiger Amphibolitstoß an ("Buschendlwand-Amphibolit"), feinkörnig, plattig, scharf gebändert, mit einer s-konkordanten, 1 - 3 dm-mächtigen Einschaltung von grauem bis fleischfarbenem Marmor. Darüber folgen glimmerarme Paragneise, z.T. Stengelgneise (B-Achsen flach südfallend) mit geröllartigen Partien. Gegen den Eisenbahntunnel von St. Michael zu stellt sich allmählich flache Lagerung der Schieferung ein. Amphibolit-, Marmor- und Kalksilikatgneislagen sowie Hornblende-Granat-Biotitgneise (Ausläufer der Nöhagener Dioritgneise) werden schollig aufgelöst. Flache Störungen sind zu beobachten. Der Buschendlwand-Amphibolit, im vorliegenden Profil vergleichsweise schwächlich vertreten, bildet nördlich eine Amphibolitzone aus meist mehreren langgestreckten Zügen, die im Raume bis zum Kremstal eine großräumige, S-förmige Falte bildet, mit mittelsteil ost- bis ESE-fallenden Schenkeln und flach NE-fallender Achse. Im Verband dieser Amphibolitzone sind neben Marmor auch, z.T. hornblende-führende, lichte Granit- oder Leukogranitgneise zu finden, sowie Ultrabasite bevorzugt in den Liegendbereichen.

Diskussion: Die beschriebenen Kennzeichen des Buschhandwand-Amphibolituzuges weisen auf deutliche Gemeinsamkeiten mit den Rehberger Amphiboliten hin (siehe Haltepunkt 34). Nach A. MATURA gehören die etwa 13 km voneinander entfernten und gegeneinander einfallenden Vorkommen ein und demselben Horizont an und stehen, eine weite Mulde bildend, unter dem Gföhler Gneis in Verbindung.

Haltepunkt 36: Spitz/Hinterhaus

Thema: Hinterhauser Marmor (A. MATURA)

Ortsangabe: Nordende des Steinbruches bei Bahnkilometer 19,9 (Blatt 37/Mautern der ÖK 50).

Befund: Silikatischer Marmor, der neben Kalzit Diopsid, Andesin, Quarz und Skapolith führt. Ihm sind parallel zur unruhig gewellten, mittelsteil ostfallenden Schieferung Amphibolitschieferlinsen und Ketten von einheitlich verstellten, dm-großen Aplitschollen als Scheineinschlüsse eingelagert (boudinierte saure und basische Ganggesteine).

Dieser Hinterhauser Marmor (nach der Ruine Hinterhaus bei Spitz benannt), im Liegenden und Hangenden meist von Kalksilikatgneis flankiert, bildet einen ausgezeichneten Leithorizont, der in der nördlichen Fortsetzung (wo der Marmor-Anteil dieser Zone fehlt) im Raume Spitz - Habruck - Mühlendorf zwei isoklinale Falten bildet, deren Schenkel mittelsteil ost- bis ESE-fallen. Die Mehrzahl der Faltenachsen fällt in diesem Bereich mit etwa 10 - 35° nach ENE bis ESE ein.

Marmor und Kalksilikatgneis werden im Raume Spitz häufig von saigeren, meist E-W-streichenden, mehrere m-breiten Pegmatitgängen quer durchschlagen. Dazu gehört die sagenumwobene "Teufelsmauer" im Bereich dieses Haltepunktes. Dieser mittel- bis grobkörnige Pegmatit ist deutlich nach dem s des Nachbargesteins, des Marmors, geschiefert.

Eine dünne Paragneiszwischenlage trennt den Hinterhauser Marmor- und Kalksilikatgneiszug vom Granodioritgneis von Spitz im Liegenden. Dieser Gesteinsverband läßt sich gegen SW bis über das Weitental hinaus verfolgen.

Fahrt: Route -Aggsbach-Emmersdorf-Weitenegg-. Mit spitzem Winkel zum regionalen Streichen nähern wir uns wieder dem Gföhler Gneis und durchfahren eine Wechselfolge von Paragneis, Amphibolit, Marmor und Kalksilikatgneis. Altsteinzeitliche Fundstätte in Willendorf. Bei Aggsbach-Markt erreichen wir wieder den Gföhler Gneis, der hier auch die Donau quert. Zwischen Aggsbach und Melk verläuft die Donau entlang der Diendorfer Störung, die hier den Gföhler Gneis vom Granulit des Dunkelsteiner Waldes bzw. von der Bunten Serie von Schönbüchel-Gerolding trennt.

Haltepunkt 37: Weitental, Johanneskapelle

Thema A: Granulit in Gföhler Gneis (A. MATURA)

Ortsbeschreibung: Westseitige Felsböschung an der Straße, etwa 150 m nördlich der Johanneskapelle (Blatt 54/Melk der ÖK 50).

Befund: Dunkelgrauer, inhomogener Pyroxen-Plagioklas-Granulit. Zu den Hauptgemengteilen gehören Andesin (44 % An) und Quarz. Nebengemengteile sind Hypersthen, farbloser Augit, grünlichbraune Hornblende, Granat und Biotit. Die Schieferung fällt mittelsteil nach Süden.

Im südlich-hangenden Teil des Aufschlusses setzt nach kurzem Übergang homogener Gföhler Gneis ein.

Im Liegenden des Pyroxen-Plagioklas-Granulites sind einzelne helle Granulitlagen zu finden.

Von Emmersdorf gegen Westen sind dem Gföhler Gneis, der im Bereich des Kremstales und in der Wachau auffallend einförmig aufgebaut ist, an mehreren Stellen vorwiegend saure, aber auch basische Granulite eingeschaltet und dies bevorzugt in der Nähe der steil südfallenden Südgrenze des Gföhler Gneises.

Diskussion: Gföhler Gneis und Granulit stehen in enger genetischer Beziehung zueinander. Sie dürften auch zur gleichen Zeit gebildet worden sein (siehe Einführungskapitel und S.SCHARBERT in diesem Heft).

Thema B: Vergleich mit Pyroxengranulit von Wieselburg (H.G.SCHARBERT)

Gegenstand: Felsproben aus dem Steinbruch Mayrhofer SE Wieselburg

Befund: Grünlichgrauer, feinkörniger, massiger Granulit und wechselnde Mengen an Granat. Mineralbestand: Quarz, perthitischer Orthoklas, Plagioklas, Granat, Hypersthen, diopsidischer Augit, Biotit.

Den beiden Pyroxengranuliten von Wieselburg und Weitental/Johanneskapelle ist die Gegenwart von Ortho- und Klinopyroxen in quarzreichem Milieu gemeinsam.

Diskussion: Für das Pyroxengranulitvorkommen bei der Johanneskapelle können ähnliche Bildungsbedingungen wie für den Wieselburger Granulit angenommen werden.

Literatur: H.G.SCHARBERT 1964, H.G.SCHARBERT & G.KURAT 1974.

Fahrt: Bei Leiben verläßt man den Gföhler Gneis und gelangt in die Bunte Serie in seinem Liegenden. Unmittelbar nach dem mächtigen Marmor-Kalksilikatfelszug südlich Eitental erreicht man den Granodioritgneis von Spitz.

Haltepunkt 38: Eitental

Thema: Granodioritgneis von Spitz (G.FUCHS, A. MATURA)

Ortsangabe: Südliches Ortsende von Eitental.

Befund: An der Straße Felsen von mittelkörnigem, recht homogenem Granodioritgneis, der neben Biotit auch Hornblende führt. U.d.M. zeigt das Gestein mäßig verzahntes z.T. hypidiomorphes Korngefüge. Gemengteile sind Andesin, Quarz, Kalifeldspat, grüner Biotit sowie akzessorische grüne Hornblende, Orthit, Opake, Apatit, Zirkon und Titanit. Lagen von Fleckamphibolit sind in dem Orthogneis nicht selten. Die grusige Verwitterung ist typisch für den Granodioritgneis von Spitz.

Diskussion: Der Gneiszug stellt strukturell den Kern einer Antiklinale dar, dem nördlich ein stark reduzierter Liegendflügel und eine weite Mulde von Rehberger Amphibolit und graphitquarzitführenden Paragneisen folgen.

Fahrt: Route -Weitental aufwärts-. Die erwähnte NW-überkippte Mulde wird zuerst durchfahren und ab Weiten die marmorreiche Bunte Serie. Vor Streitwiesen taucht eine Antiklinale von Dobra-Gneis unter den Gesteinen der Bunten Serie empor. Ein zweiter Zug von Dobra-Gneis wird westlich von Streitwiesen durchfahren.

Haltepunkt 39: PöggstallThema: Granulitlamelle (G.FUCHS, H.G.SCHARBERT)Ortsangabe: Westflanke des Mandelgupf, östlich der Annakirche bei Pöggstall (Blatt 36/Ottenschlag der ÖK 50).Befund: Ein wenige Meter mächtiges Band von Granulit markiert die Grenze von Monotoner Serie und Bunter Serie bzw. Dobra-Gneis.

Der Granulit ist ein lichtes, straff gebändertes Gestein mit schon makroskopisch feststellbarem Granat und Disthen. Die mikroskopische Untersuchung durch H.G.SCHARBERT ergab: Straffes Gefüge mit gut ausgeprägten Quarzzeilen und Lagen von Biotit. Man beobachtet augenförmige Ausweitungen der Biotitlagen zu elliptischen Scheiteraggregaten (ehemaliger Granat). Größere Granate haben große Einschlüsse von Quarz, Alkalifeldspat und Disthen, teilweise sind sie biotitisiert. Es treten aber auch kleine runde frische Granate auf. Disthen kommt als Einschluß in Granat oder in den "ausgelängten" Quarzzeilen vor. Manche Disthene sind von Sillimanit umgeben. Auffallend ist das Verbiegen der Quarzzeilen beim "Umfließen" der großen Granate. Gelegentlich treten augenförmige Porphyroklasten von perthitischem Orthoklas auf.

Auch das Nebengestein, die Paragneise oder hornblendeführenden Gesteine des Dobra-Gneiskomplexes, zeigen straffe Regelung und bänderig-plattigen Habitus wie der Granulit.

Diskussion: Die Bedeutung dieses Granulits liegt einerseits in seiner tiefen Position, während fast alle Granulite des Waldviertels eine sehr hohe tektonische Stellung einnehmen; andererseits ist neben der Horizontbeständigkeit die geringe Mächtigkeit auffällig.

Es ist offensichtlich, daß der Granulit an einer tektonischen Fuge liegt. Die Tatsache, daß sich der nur wenige Meter mächtige Granulithorizont über viele Kilometer verfolgen läßt, spricht gegen die Vorstellung, daß es sich um eine Reihe von Schubspänen handelt. Vielmehr scheint der Granulit entlang der Bewegungsfläche als extremes Tektonisierungsprodukt unter hohen Metamorphosebedingungen entstanden zu sein.

Je nach den technischen und organisatorischen Gegebenheiten kommt für dasselbe Thema anstelle der zuletzt beschriebenen auch die folgende Örtlichkeit in Betracht.

Ortsangabe: Kammorofil N Loibersdorf

Befund: Das Profil beginnt im NW in den hangendsten, stark geläuteten Paragneisen der Monotonen Serie. Die Granat-Sillimanit-Biotitgneise fallen mittelsteil gegen E ein. Sie werden von unverschieferten Gängen von mittelkörnigem Zweiglimmergranit durchschlagen, der blockförmig auswittert. Im Hangenden der Gneise der Monotonen Serie folgt ein geringmächtiges Band von Granulit. Das straff gebänderte Gestein ist ein echter Granulit und die nördliche Fortsetzung des von H.G.SCHARBERT petrographisch untersuchten Vorkommens vom Mandelgupf (siehe oben). Über dem Granulit folgen stark lamellierte Hornblendegneise. Diese Gesteine stellen eine extrem tektonisierte Lamelle von Dobra-Gneis dar. Darüber folgt eine Mulde von Bunter Serie, die sich aus Paragneisen, Quarzitgneisen, Quarziten, Amphiboliten und Marmor mit Graphit-schieferschmitzen aufbaut. Im E wird diese Mulde von mittelsteil bis steil ENE-fallendem Dobra-Gneis überlagert. Dieser ist hier bankig und als Augenbiotitgranitgneis entwickelt. Amphibolit-zwischenlagen sind vorhanden aber eher zurücktretend.

Fahrt: Route -Pöggstall-Würnsdorf-, Die Strecke führt in Monotoner Serie.

Haltepunkt 40: Hölltal

Thema: Paragneise der Monotonen Serie (G.FUCHS)

Ortsangabe: Teufelskessel im Hölltal (Blatt 36/Ottenschlag der ÖK 50).

Befund: Typische Paragneise der Monotonen Serie. Die mittel- bis grobkörnigen Gesteine sind unruhig schlierig-nebulitisch, z.T. perl-gneisartig. Einzelne größere Kalifeldspäte sind unscharf begrenzt. Schmächtige Lagen und Linsen von Kalksilikatfels sind nicht selten. Die Gesteine fallen mittelsteil gegen ESE ein.

U.d.M. zeigen die Gneise ausgeprägt kristalloblastisches unruhig schlieriges Gefüge. Hauptgemengteile sind teilweise perthitischer Kalinatronfeldspat, Plagioklas (18 - 22 % An, Bestimmung A.DAURER), Quarz, rotbrauner Biotit gelegentlich mit Muskowit verwachsen. Charakteristisch sind krause Büschel von Sillimanit (z.T. in Cordierit und Plagioklas) und Cordierit. Als Nebengemengteile treten opake Substanzen, Turmalin und Zirkon auf, der Strahlungshöfe in Biotit bildet.

Haltenpunkt 41: SpielbergThema: HochmoorOrtsangabe: Torfwerk NW Spielberg bei Ottenschlag (Blatt 36/
Ottenschlag der ÖK 50).Befund: Über der Basis aus sandigem Verwitterungsmaterial setzte das Moorwachstum zu Beginn des Präboreals um ca. 10200 J.v.h. ein. Die Vegetationsentwicklung des Postglazials ermöglicht mit Hilfe mehrerer C¹⁴ Daten eine Gliederung des Torfprofils in folgende lokale Pollenzonen:

Der jüngste Abschnitt des Profils fehlt.

7	Tannen - Buchen - Fichten - Phase	2500 - ?	J.v.Chr.
6	Buchen - Fichten - Tannen - Phase	4000 - 2500	"-
5	Fichten - Eichenmischwald(EMW)-Phase	5200 - 4000	"-
4	Hasel - EMW - Fichten - Phase	6500 - 5200	"-
3	Kiefern - Birken - EMW - Phase	7400 - 6500	"-
2	Kiefern - Birken - Phase	8000 - 7400	"-

Die pollenanalytische Bearbeitung des Moores erfolgte durch P. PESCHKE, Botanisches Institut der Universität Hohenheim. Das Torflager wird schon seit längerer Zeit zur Torfmüllgewinnung abgebaut.

Literatur: P. PESCHKE, 1972a, 1972b

PESCHKE, P. 1972 b



L I T E R A T U R V E R Z E I C H N I SÜbersichten mit ausführlichen Verzeichnissen des einschlägigen Schrifttums

- BECKE et al.: Das Niederösterreichische Waldviertel.- Tscherm.Min. Petr.Mitt., 32, S. 1-62, Wien 1913.
- FUCHS, G. & MATURA, A.: Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. - Jb. Geol. B.-A., 119, S. 1-43, Wien 1976.
- KÖHLER, A. & MARCHET, A.: Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete. - Fortschr.Min.Krist. Petr., 25, S. 253-366, Berlin 1941.
- SUESS, F.E.: Bau und Bild der Böhmisches Masse. - In: C. DIENER et al.: Bau und Bild Österreichs, S. 1-322, Verlag Tempsky-Freytag, Wien 1903.
- SUESS, F.E.: Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. - Österr.Akad.Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Denkschr., 88, S. 541-631, Wien 1912.
- THENIUS, E.: Niederösterreich. - Verh.Geol.B.-A., Bundesländerserie, 280 S., 16 Tab., 48 Abb., 2. erweiterte Aufl., Wien 1974.
- WALDMANN, L.: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. - In: F.X. SCHAFFER: Geologie von Österreich, 2. Aufl., S. 1-105, Verlag Deuticke, Wien 1951a.

Kristallines Grundgebirge

- ARNOLD, A., & SCHARBERT, H.G.: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Granuliten der südlichen Böhmisches Masse in Österreich. - SMPM, 53, S. 61-78, Zürich 1973.
- Da COSTA, L.A.M.: Der Rastenberger Pluton im österreichischen Moldanubikum. - Diss.Phil.Fak.Univ. Wien 1967.
- EXNER, Ch.: Über geologische Aufnahmen beim Bau der Kampkraftwerke (Südliche Böhmisches Masse). - Jb.Geol.B.-A., 96, S. 217-252, Wien 1953.
- EXNER, Ch.: Zur Rastenberger Granittektonik im Bereiche der Kampkraftwerke (Südliche Böhmisches Masse). - Mitt.Geol.Ges., 61, S. 6-39, Wien 1969.
- FRASL, G.: The Bohemian Massif in Austria - The Moravian Zone. - Int.Geol.Congr.23.Sess.Frague 1968, Guide to Exc. 32C, S. 13-24, Geol.B.-A., Wien 1968.
- FRASL, G.: Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel. - Nachr.Deutsch.Geol.Ges., 2, S. 55-61, Tübingen 1970.
- FUCHS, G.: Zur Tektonik des östlichen Waldviertels (NÖ). - Verh. Geol.B.-A., S. 424-440, Wien 1971.
- FUCHS, G.: Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. - Jb.Geol.B.-A., 119, S. 45-61, Wien 1976.
- HÜCK, V.: Bericht 1968 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Geras (8) und Retz(9). - Verh.Geol.B.-A., S. A32-A33, Wien 1969.

- HÜCK, V. & VETTERS, W.: Berichte 1972 und 1974 über geologische Aufnahmen auf Blatt Horn (21). - Verh.Geol.B.-A., Wien 1973 und 1975.
- GERHART, H.: Vorläufige Mitteilung über die Aufnahme des Kartenblattes Drosendorf (Westhälfte). - Verh.k.k.Geol.Reichsanst., S. 109-111, Wien 1911.
- JENCEK, V. & DUDEK, A.: Beziehungen zwischen dem Moravikum und Moldanubikum am Westrand der Thaya-Kuppel. - Vestnik UUG, 46, S. 331-338, Prag 1971.
- KHAFFAGY, M.: The Genesis of the Dobra and Krumau Complexes of the Kamp Valley in the Lower Austrian Waldviertel. - Jb.Geol.B.-A., Sonderbd. 17, S. 139-170, Wien 1971.
- KÜBL, L.: Zur Deutung der moldanubischen Glimmerschieferzone im niederösterreichischen Waldviertel. - Jb.Geol.B.-A., 72, S. 81-104, Wien 1922.
- KÜBL, L.: Die Stellung des Gföhler Gneises im Grundgebirge des niederösterreichischen Waldviertels. - Tscherm.Min.Petr.Mitt., 38, S. 508-540, Wien 1925.
- LIFOLD, M.V.: Die krystallinischen Schiefer- und Massengesteine in Nieder- und Oberösterreich. - Jb.k.k.Geol.Reichsanst., 3, S. 35-54, Wien 1852.
- MARTIN, R.F. & PIWINSKII, A.J.: Magmatism and tectonic settings. - J.Geophys.Res., 77, S. 4966-4975, Washington D.C. 1972.
- NATURA, A.: Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. - Jb.Geol.B.-A., 119, S. 63-74, Wien 1976.
- MARCHET, A.: Der Gabbro-Amphibolitzug von Rehberg im niederösterreichischen Waldviertel. - Sitzungsber.Akad.Wiss., mathem.-naturwiss.Kl., 128, S. 215-291, Wien 1919.
- NAESER, C.W. & FAUL, M.: Fission track annealing in apatite and sphene. - J.Geophys.Res., 74, S. 705-710, Washington D.C. 1969.
- NICKEL, E.: Das Mischgestein vom Typus Echsenbach (Niederösterreich) und seine Stellung im Rastenberger Tiefenkörper. - N.Jb.Mineral.Abh., 81, S. 273-314, Stuttgart 1950.
- NIEDERMAYR, G.: Die Akzessorischen Gemengteile von Gföhler Gneis, Granitgneis und Granulit im niederösterreichischen Waldviertel. - Ann.Naturhist.Mus., 70, S. 19-27, Wien 1967.
- PERSCHINKA, E.: Zusammensetzung und Genese der Metaanorthosite im niederösterreichischen Waldviertel. - Unveröff.Diss.Phil.Fak.Univ. Wien 1967.
- PRECLIK, K.: Zur Analyse des moravischen Faltenwurfes im Thayatale. - Verh.Geol.B.-A., S. 180-192, Wien 1924.
- PRECLIK, K.: Die moravische Phyllitzzone im Thayatale. - Sbornik SGU, S. 221-282, Prag 1926.
- PRECLIK, K.: Das Nordende der Thayakuppel. - Sbornik SGU, 6, S. 373-395, Prag 1926.
- REINHOLD, F.: Bericht über die geologisch-petrographische Aufnahme im Gebiet des Manhartsberges (n.-ö. Waldviertel). - Tscherm.Min.Petr.Mitt., N.F., 29, S. 361-370, Wien 1910.

- SCHARBERT, H.G.: Die Granulite des südlichen niederösterreichischen Moldanubikums. - N.Jb.Min.Abh., 100, 1963; 101, 1964, Stuttgart.
- SCHARBERT, H.G.: The Bohemian Massif in Austria - The Moldanubian Zone. - Int.Geol.Congr.23.Sess.Prague 1968, Guide to Exc. 320, S. 5-12, Geol.B.-A., Wien 1968.
- SCHARBERT, H.G. & KURAT, G.: Distribution of some elements between coexisting ferromagnesian minerals in Moldanubian granulite facies rocks, Lower Austria, Austria. - Tscherm.Min.Petr.Mitt., 21, S. 110-134, Wien 1974.
- SCHARBERT, H.G., KORKISCH, J. & STEFFAN, I.: Uranium, Thorium and Potassium in Granulite Facies Rocks, Bohemian Massif, Lower Austria, Austria. - Tscherm.Min.Petr.Mitt., 23, S. 223-232, Wien 1976.
- SCHUMANN, H.: Über moldanubische Paraschiefer aus dem niederösterreichischen Waldviertel zwischen Gföhler Gneis und Bittescher Gneis. Tscherm.Min.Petr.Mitt., 40, S. 73-187, Leipzig 1930.
- THIELE, O.: Physikalische Altersbestimmungen an Gesteinen des Mühlviertels. - Geologie und Paläontologie des Linzer Raumes, Kat. ÖÖ.Landesmus., 64, S. 23-33, Linz 1969.
- THIELE, O.: Berichte 1972, 1973 und 1975 über geologische Aufnahmen auf Blatt Großsiegharts (7). - Verh.Geol.B.-A., Wien 1973, 1974, 1976a
- THIELE, O.: Zur Tektonik des Waldviertels in Niederösterreich (südliche Böhmisches Masse). - Nova Acta Leopoldina, N.F., Nr. 224, 45, Franz-Kossmat-Symposion, S. 67-81, Halle/Saale 1976b.
- THIELE, O.: Ein westvergenter kaledonische Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel? - Jb.Geol.B.-A., 119, S. 75-82, Wien 1976c.
- THIELE, O.: Studien an Akzessorien und Zirkontrachten von Gföhlergneis und ähnlichen Gesteinen und ihr Bezug auf die Tektonik des Drosendorfer Fensters (Waldviertel, Niederösterreich). - Verh. Geol.B.-A., H. 2, Wien 1977 (im Druck).
- TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J.: Igneous and metamorphic petrology. - 694 S., 2. Ed., Mc Graw-Hill, New York 1960.
- VARTANIAN, R.: Ausheilversuche, Alters- und Urangehaltsbestimmung an Apatit- und Titanitkristallen mit der Spaltspurenmethode. - Unveröff.Diss.Univ.Innsbruck 1975.
- WACHTEL, G.: Zur Geologie des Pulkautales und seiner Umgebung (Moravikum, NÖ.). - Unveröff.Diss.Phil.Fak.Univ.Wien 1975.
- WALDMANN, L.: Das Südende der Thayakuppel. - Jb.Geol.B.-A., 72, H. 3 u. 4, S. 183-204, Wien 1922.
- WALDMANN, L.: Zum geologischen Bau der Thayakuppel und ihrer Metamorphose. - Mitt.Geol.Ges., 21, S. 133-152, Wien 1928.
- WALDMANN, L.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Drosendorf. - 64 S., Geol.B.-A., Wien 1931.
- WALDMANN, L.: Über die außerplanmäßige Aufnahme der Granulitmasse Karlstein-Blumau. - Verh.Geol.B.-A., S. 29-30, Wien 1933.
- WALDMANN, L.: Bericht über geologische Aufnahmen im Raume des Blattes "Horn (4555)". - Verh.Geol.B.-A., S. 42-45, Wien 1938.
- WALDMANN, L.: Bericht (1948) über die geologischen Aufnahmen im Kartenblatte Horn (4555) und über Bereisungen des Südteiles des Kartenblattes Drosendorf (4455). - Verh.Geol.B.-A., S. 96-98, Wien 1951

- WALDMANN, L.: Führer zu geologischen Exkursionen im Waldviertel.- Verh.Geol.B.-A., Sonderh. E, 26 S., Wien 1958.
- WIESENEDER, H.: Die Beziehungen der Granitoide im Untergrund der Nordalpen zum moldanubisch-moravischen und alpin-karpatischen Kristallin.- Tscherm. Min.Petr.Mitt., 11, S.459-474, Wien 1966.
- WIESENEDER et al.: Der kristalline Untergrund der Nordalpen in Österreich.- Geol.Rdsch., 65, S.512-525, Stuttgart 1976.
- WINKLER, H.G.F.: Petrogenesis of Metamorphic Rocks.- 4th Ed., 334 S., Springer Verlag, Berlin 1976.
- ZARRABI, A.: Zur Geologie der moravischen Zone im Thayatal zwischen Schloß Karlslust und Hardegg (NÖ.) - Unveröff. Diss.Phil. Fak. Wien 1972.

Perm von Zöbing

- BACHMAYER, F. & VASICEK, W.: Insektenreste aus dem Perm von Zöbing bei Krems in Niederösterreich.- Ann. Naturhist. Mus. Wien, 71, S.13-18, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1967.
- BARTHEL, M.: Stratigraphische und paläobotanische Untersuchungen im Rotliegenden des Döhlener Beckens (Sachsen).- Jahrb. Staatl.Mus. Mineral. Geol.1958, S.6-59, 9 Abb., 15 Taf., 6 Anlagen, Dresden 1958.
- FALKE, H.: Vergleich zwischen den Ablagerungen des Verrucano in den Westalpen und des Rotliegenden in Süddeutschland und Frankreich.- Verh.Geol.B.-A., S.11-32, 3 Abb., Wien 1972.
- FLÜGEL, E.: Nichtmarine Muscheln aus dem Jungpaläozoikum von Zöbing (Niederösterreich).- Verh.Geol.B.-A., S.78-82, Wien 1960.
- HEINRICH, W.: Das Paläolithikum in Niederösterreich.- Unveröff. Diss., 832 Seiten, 143 Taf., Salzburg 1973.
- REMY, W. & R.: Atlas wichtiger stratigraphischer Leit- und Charakterarten im euramerischen Florenbereich.- Argumenta Palaeobotanica, 1, S.55-86, 18 Taf., Lehre 1966.
- SCHERMANN, O.: Bericht über die Neukartierung des Perms bei Zöbing (Blätter 21 und 38).- Verh.Geol.B.-A., S. A 67-A 68, Wien 1971.
- STUR, D.: Beiträge zur Kenntnis der Dyas- und Steinkohlenformation im Banate.- Jahrb. Geol. Reichsanst., 20, Heft 2, S.185-200, Wien 1870.
- WALDMANN, L.: Das Südende der Thayakuppel.- Jahrb.Geol.B.-A., 72, Heft 3 u.4, S.183-204, 2 Fig., Wien 1922.

Tertiär und Quartär des Horner Beckens und des Massivrandes

- ABEL, O.: Studien in den Tertiärbildungen von Eggenburg.- Beitr. Paläont. Österr.-Ungarn, 11, S.211-226, Wien 1898.
- ABEL, O.: Der Wasserleitungsstollen der Stadt Eggenburg. Ein Beitrag zur Kenntnis der Gauderndorfer Schichten.- Verh.Geol.Reichsanst., S.301-312, Wien 1898.
- CICHA, I., PAPP, A., SENES, J. & STEININGER, F.: Badenian.- ex: STEININGER, F. & NEVESSKAYA, L.A.: Stratotypes of the Mediterranean Neogene Stages, 2, S.43-49, Bratislava 1975.

- CICHA, I., SENES, J. & STEININGER, F.: Karpatian.- ex: STEININGER, F. & NEVESSKAYA, L.A.: Stratotypes of the Mediterranean Neogene Stages, 2, S.99-100, Bratislava 1975.
- CICHA, I., SENES, J. & TEJKAL, I.: M3-Karpatien. Die Karpatische Serie und ihr Stratotypus.- Chronostrat. & Neostrat., 1, 312 S., Bratislava 1967.
- CICHA, I., ZAPLETALOVA, I., PAPP, A., CTYROKA, J. & LEHOTAYOVA, R.: Die Foraminiferen der Eggenburger Schichtengruppe (incl. Arcellinidae).- ex: STEININGER, F. & SENES, J.: M1-Eggenburgien.- Chronostrat. & Neostrat., 2, S.234-355, Bratislava 1971.
- CZJZEK, J.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Krems und vom Manhardsberg.- Sitzber.Akad.Wiss.math.-naturwiss.Kl., 7, Wien 1853.
- DAXNER-HÖCK, G.: Vertebrata (excl.Pisces) der Eggenburger Schichten-
gruppe.- ex: STEININGER, F. & SENES, J.: M1-Eggenburgien.- Chronostrat. & Neostrat., 2, S.761-777, Bratislava 1971.
- FINK, J. (ed.): Exkursion durch den österreichischen Teil des Nördlichen Alpenvorlandes und den Donaauraum zwischen Krems und Wiener Pforte.- Mitt.Komm.Quartärforsch.Österr.Akad.Wiss., 1, 113 S., Wien 1976.
- FUCHS, Th.: Beiträge zur Kenntnis der Tertiärbildungen von Eggenburg.- Sitzber.Akad.Wiss., math.-naturwiss.Kl., III, S. 1-6, Wien 1900.
- FUCHS, W.: Berichte 1974 und 1975 über geologische Aufnahmen auf Blatt Mautern (37).- Verh.Geol.B.-A., Wien 1975 und 1976.
- GRILL, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des nordöstlichen Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf.- Geol.Bundesanst., Wien 1968.
- GRILL, R.: Bericht über ergänzende Begehungen auf den Blättern Mautern (37) und Krems an der Donau (38).- Verh.Geol.B.-A., S.A53-A55, Wien 1974.
- GRILL, R.: Bericht 1975 über stratigraphische Untersuchungen in den Beckenrandprofilen der Molasse auf Blatt 22, Hollabrunn.- Verh. Geol.B.-A., S.A70-A71, Wien 1976.
- HOCHULI, P.: Palynologische Untersuchungen im Oligozän und Unter-Miozän der Zentralen und Westlichen Paratethys.- Diss.Univ.Zürich, 1975.
- HOERNES, M.: Die fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien.- 1. Gastropoda.- Abh.: Geol.Reichsanst., 3, 736 S., Wien 1856. 2. Bivalvia.- Abh.Geol.Reichsanst., 4, 479 S., Wien 1870.
- KOLLMANN, K.: Die Ostracoden der Eggenburger Schichtengruppe Niederösterreichs.- ex: STEININGER, F. & NEVESSKAYA, L.A.: M1-Eggenburgien.- Chronostrat. & Neostrat., 2, S.605-717, Bratislava 1971.
- PAPP, A.: Über das Vorkommen sarmatischer Schichten bei Langenlois am Kamp (N.Ö.).- Verh.Geol.B.-A., Wien 1962.
- PAPP, A., RÖGL, F. & SENES, J.: M2-Ottnangien.- Chronostrat. & Neostrat., 3, 841 S., Bratislava 1973.
- PAPP, A., SENES, J. & MARINESCU, F.: M2-Sarmatien.- Chronostrat. & Neostrat., 4, 707 S., Bratislava 1974.
- PAPP, F. & STEININGER, F.: Pannonian.- ex: STEININGER, F. & NEVESSKAYA, L.A.: Stratotypes of the Mediterranean Neogene Stages, 2, S.121-126, Bratislava 1975.

- PAPP, A. & STEININGER, F.: Sarmatian.- ex: STEININGER, F. & NEVESSKAYA, L.A.: Stratotypes of the Mediterranean Neogene Stages, 2, S.139-148, Bratislava 1975.
- RÖGL, F.: Ottnangian.- ex: STEININGER, F. & NEVESSKAYA, L.A.: Stratotypes of the Mediterranean Neogene Stages, 2, S.101-120, Bratislava 1975.
- ROLLE, I.: Über die geologische Stellung der Horner Schichten in Niederösterreich.- Sitzber. Akad.Wiss.math.-naturwiss.Kl., 36, S. 37-87, Wien 1859.
- SCHAFFER, F.X.: Das Miozän von Eggenburg.- Die Bivalven der Miozänbildungen von Eggenburg.- Abh.Geol.Reichsanst., 22, 112 S., Wien 1910.
- SCHAFFER, F.X.: Die Gastropoden der Miozänbildungen von Eggenburg.- Abh.Geol.Reichsanst., 22, S.127-193, Wien 1912.
- SCHAFFER, F.X.: Die tertiären und diluvialen Bildungen.- Abh.Geol.Reichsanst., 22, 124 S., Wien 1914.
- STEININGER, F.: Eggenburgian.- ex: STEININGER, F. & NEVESSKAYA, L.A.: Stratotypes of Mediterranean Neogene Stages, 2, S.83-91, Bratislava 1975.
- STEININGER, F. RÖGL, F. & MARTINI, E.: Current Oligocene/Miocene biostratigraphic concept of the Central Paratethys (Middle Europe).- Newsl. Stratigr., 4, S. 174-202, Berlin-Stuttgart 1975.
- STEININGER, F. & SENES, J.: M1-Eggenburgien.- Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus.- Chronostr. & Neostrat., 2, 827 S., Bratislava 1971.
- SUESS, E.: Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärbildungen.- Sitzber.Akad.Wiss.math.-naturwiss.Kl., S.53-54, Wien 1866.

Moore

- BORTENSCHLAGER, S.: Pollenanalytische Untersuchungen des Tannermooses im Mühlviertel, Oberösterreich.- Jahrb.d.oberöst. Musealver. Linz, 114, S. 261-271, Linz 1969.
- DEUTSCH, W.: Die Hochmoore des Waldviertels und des angrenzenden Mühlviertels.- Diss.Phil.Fak.Wien 1970.
- FIRBAS, F.: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen.- Bd.1., Gustav Fischer, Jena 1949.
- KLAUS, W.: Pollendiagramme der Moore des niederösterreichischen Waldviertels. I. Das Haslauer Moos.- Verh.Geol.B.-A., S.72-77, Wien 1960.
- KLAUS, W.: Pollendiagramme der Moore des niederösterreichischen Waldviertels. II. Das Schremser Moor (Schwarzinger Torfstich).- Verh. Geol.B.-A., S.128-130, Wien 1961.
- KRAL, F. & MAYER, H.: Pollenanalytische Untersuchungen zur Frage der natürlichen Bewaldung im oberen Waldviertel (Litschauer Raum).- Mitt.d. forstl. B.-Versuchsanst., 90, S.23-35, Wien 1970.
- PESCHKE, P.: Pollenanalytische Untersuchungen im Waldviertel.- Niederösterreichs Flora, 161, S. 256-284, Jena 1972 a.

- PESCHKE, P.: Die Vegetationsentwicklung im Waldviertel Niederösterreichs.- Ber. Deutsch.Bot.Ges., 85, S. 129-136, Stuttgart 1972 b.
- RUDOLPH, K.: Die bisherigen Ergebnisse der botanischen Mooruntersuchungen in Böhmen.- Beih. Bot. Cbl. 45, S. 1-180, Prag 1928.
- RYBNÍČKOVÁ, E.: Die Entwicklungsgeschichte der Wälder auf der Böhmischo-mährischen Höhe im Spät- und Postglazial.- Mitt.d. ostalp.dinar.Sekt., H. 10/2, S. 64-69, Wien 1970.

Nutzbare Lagerstätten

- BARTH, D.: Die Stein- und Gesteinsarten des niederösterreichischen Waldviertels nebst ihren Fundorten. - Montanzeitung Graz, 15, S. 74-75, Graz 1908.
- HAUER, K. & FÜTTERLE, F.: Geologische Übersicht der Bergbaue der österreichisch-ungarischen Monarchie. - Wien 1855.
- HOFBAUER, R.: Neue Graphitbergbaue im niederösterreichischen Waldviertel. - Mont.Rdsch., H. 4, S. 82-84, Wien 1962.
- HOLZER, H.: Geologische Beobachtungen an niederösterreichischen Graphitvorkommen. - Verh. Geol.B.-A., S. 90-98, Wien 1961.
- HOLZER, H.: Über einige weitere niederösterreichische Graphitlagerstätten. - Verh.Geol.B.-A., S. 70-91, Wien 1963.
- HOLZER, H. & NEUWIRTH, K.: Über den ehemaligen Eisensteinbergbau Kottaun bei Geras (Niederösterreich). - MontanRdsch., 10, H. 9, S. 191-193, Wien 1962.
- HOLZER, H. & WIEDEN, P.: Kaolin Deposits of Austria. - 23.Int. Geol.Congr.1968, 15, S. 25-32, Prag 1969.
- KIESSLING, F.: Steinreiches niederösterreichisches Waldviertel. - Roland Verlag, Wien 1930.
- KÖHLER, A.: Die Graphitvorkommen Österreichs. - Natur & Technik, 2, S. 104-106, Wien 1948.
- KÖLBL, L.: Vorkommen und Entstehung des Kaolins im niederösterreichischen Waldviertel. - Tscherm.Min.Petr.Mitt., 37, S. 173, Wien 1927.
- LECHNER, K.: Jahresberichte der Abteilung Bergbau und Lagerstätten. - Verh.Geol.B.-A., Wien 1947 bis 1955.
- LECHNER, K.: Vorkommen von Tonen und feuerfesten Rohstoffen in Österreich. - BHMH, 94, S. 71, Wien 1949.
- PETRASCHEK, W.: Kohlengeologie der Österreichischen Teilstaaten. Teil I. - Verlag für Fachliteratur, Wien 1922/24.
- PLESSER, A.: Die Ausbeutung der mineralischen Naturprodukte des Waldviertels im Laufe der Zeiten. - Bl.Ver.f.landesk.v.N.Ö., 30, S. 399-419, Wien 1896.
- REIDL, G.: Bericht über geologische Feldarbeiten 1938. - Verh. Reichsst.f.Bodenforsch., S. 64-65, Wien 1939.
- SCHERMANN, C.: Geologische Beobachtungen im Kaolinbergbau Mallersbach. - Verh.Geol.B.-A., S. A76, Wien 1968.
- SIDDIQI, J.H.: Die Genesis der Limonitlagerstätten Mosinggraben und ihre Nebengesteine bei Spitz an der Donau, N.Ö. - Diss. Phil.Fak.Univ.Wien 1968.

- STUR, D.: Bericht über die zum Rudolfsthaler Hochofen gehörigen Eisensteinvorkommnisse. - Verh.Geol.Reichsanst., S. 143-147, Wien 1871.
- TERTSCH, H.: Graphit im Dunkelsteiner Wald. - Tscherm.Min.Petr. Mitt., 26, S. 505-506, Wien 1907.
- WALDMANN, L.: Studien über ältere Eisensteinbaue im nördlichen Waldviertel. - Verh.Geol.B.-A., Sonderh. C, S. 49-55, Wien 1952.
- WIEDEN, P.: Der Kaolin von Mallersbach (Niederösterreich). - Ber.D.Keram.Ges., 32, H. 10, S. 453-466, Bad Honnef/Rhein 1960.
- WIEDEN, P.: Die Kaolinlagerstätte Mallersbach. - Mitt.GeolGes. Wien, 57, S. 169-179, Wien 1964.
- ZAPFE, H.: Zur Altersfrage der Braunkohle von Langau bei Geras in Niederösterreich. - BHMH, 98, S. 12, Wien 1953.

TEILNEHMERLISTE

ALKER, A.	Abt. f.Mineralogie am Landesmuseum Joanneum, 8010 Graz, Raubergasse 10
BATIK, P.	UUG, Praha 1, Hradební 9, CSSR
BECKER, L.P.	8044 Graz, Mariatrosterstraße 196
BECK-MANNAGETTA, P.	GBA Wien
BEHR, H.	D-34 Göttingen, Goldschmidtstraße 3
BLÜMEL, P.	Institut f.Mineralogie, Ruhr-Universität Bochum, D-463 Bochum, Postfach 2148
BOROVICZÉNY, F.	GBA Wien
BUDA, G.	Geologisches Institut d.Universität, 1010 Wien, Universitätsstraße 7
DAURER, A.	GBA Wien
DEUTSCH, A.	Geologisches Institut d.Universität, 1010 Wien, Universitätsstraße 7
DRAXLER, I.	GBA Wien
DUDEK, A.	Praha 1, Hradební 9, CSSR
EHN, R.	Geologisches Institut d.Universität, 1010 Wien, Universitätsstraße 7
EPPENSTEINER, W.	Techn. Universität Wien, Institut f. Geologie, 1040 Wien, Karlsplatz 13
ERTL, V.	Geologisches Institut d.Universität Graz, 8020 Graz, Heinrichstraße 26
EXNER, CH.	1190 Wien, Friedlgasse 60
FELKEL, E.	6020 Innsbruck, Andreas Hofer-Straße 38
FOBER, H.	Amt d. NÖ Landesregierung, Landesbau- direktion, 1014 Wien, Herrengasse 11
FRANK, W.	Geologisches Institut d. Universität, 1010 Wien, Universitätsstraße 7
FRASL, G.	Institut f.Geologie u. Paläontologie d. Universität, 5020 Salzburg, Akademiestr.2
FUCHS, G.	GBA Wien
GATTINGER, T.	GBA Wien
GOTTSCHLING, P.	Amt d.NÖ Landesregierung, Landesbau- direktion, 1014 Wien, Herrengasse 11
HÄUSLER, H.	Geologisches Institut d. Universität, 1010 Wien, Universitätsstraße 7
HEINRICH, M.	GBA Wien
HEINZ, H.	
HERNDLER, E.	Geologisches Institut d. Universität, 1010 Wien, Universitätsstraße 7
HERRMANN, P.	GBA Wien
HOKE, L.	Geologisches Institut d. Universität, 1010 Wien, Universitätsstraße 7

HOMANN, O.	8010 Graz, Rohrbachhöhe 76
HUSEN, D. v.	1130 Wien, Wlassakstraße 76
JANOSCHEK, W.	GBA Wien
JENČEK, V.	Praha 1, Hradební 9, CSSR
KAISER, J.	6752 Wald a.Arlberg 71/a
KLEBERGER, J.	Institut f. Geologie d. Universität, 5020 Salzburg, Akademiestraße 26
KLEIN, P.	GBA Wien
KOHL, H.	4020 Linz, Hirschgasse 19
KOLLER, F.	Min.-Petr. Institut d. Universität, 1010 Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1
KOLLMANN, W.	GBA Wien
KOMPOSCH, D.	Amt d. OÖ.Landesregierung 4020 Linz, Kärntnerstraße 12
KREČKY, L.	Geologisches Institut d. Universität, 1010 Wien, Universitätsstraße 7
KREUZER, H.	Bundesanstalt f.Geowissenschaften u. Rohstoffe, D-3000 Hannover 51, Pf.510153
KUPKA, J.E.	1040 Wien, Graf Starhembergasse 30/III/17
LOBITZER, H.	GBA Wien
MATEJOVSKÁ, O.	Praha 1, Hradební 9, CSSR
MATURA, A.	GBA Wien
MAURACHER, J.	1130 Wien, Auhofstraße 12
MAURITSCH, H.	Montanuniversität Leoben, 8700 Leoben
MUCKENHUBER, F.	1040 Wien, Kolschitzkygasse 12
NACHTMANN, W.	RAG, 1011 Wien, Schwarzenbergplatz 16
NAGL, H-G.	4020 Linz, Waltherstraße 14
NIEDERMAYR, G.	Naturhistorisches Museum, Min.-Petr.Abt. 1014 Wien, Burgring 7
NIEDERMAYR, E.	1180 Wien, Thimigg. 15/1
OBERHAUSER, R.	GBA Wien
PAHR, A.	GBA Wien
PESCHL, R.	Geologisches Institut d. Universität Wien, 1010 Wien, Universitätsstraße 7
PIPPAN, Th.	5020 Salzburg, Althofenstraße 3
PISTOTNIK, J.	8043 Graz, Am Rehgrund 20
RASSMANN, A.	3430 Tulln, Bahnhofstraße 36
ROETZEL, R.	3804 Allentsteig, Wienerstraße 17
RUTTNER, A.W.	3293 Lunz/See, Seehof 19
SAUER, R.	Geologisches Institut d.Universität, 1010 Wien, Universitätsstraße 7
SCHÄFFER, G.	GBA Wien

SCHARBERT, H.G.	Min.-Petr.Institut d. Universität Wien, 1010 Wien, Universitätsstraße 7
SCHARBERT, S.	GBA Wien
SCHERMANN, O.	GBA Wien
SCHMID, M.E.	GBA Wien
SCHMIDEGG, O.	6020 Innsbruck, Innrain 115
SCHMIDT, W.J.	1090 Wien, Lustkandlgasse 44
SCHÖNLAUB, H.P.	GBA Wien
SEIK, I.	Praha 10. Malešice, Hostynska 516, CSSR
SMUK, A.	1020 Wien, Mühlfeldgasse 5/23
STEININGER, F.	Paläontologisches Institut d. Univ., 1010 Wien, Universitätsstraße 7
THIELE, O.	GBA Wien
VASICEK, W.	Krahuletz Museum, 3730 Eggenburg
VEČER, B.	GBA Wien
VETTERS, W.	Institut f. Geologie d. Universität, 5020 Salzburg, Akademiestraße 26
WEBER, J.	Geologisches Institut d. Universität, 1010 Wien, Universitätsstraße 7
WIESENER, H.	1140 Wien, Steinböckengasse 17
WOLETZ, G.	GBA Wien
ZEZULA, G.	GBA Wien
ZIMMER, W.	Geologisches Institut d. Universität, 1010 Wien, Universitätsstraße 7

Nachtrag:

STEINER, J.	1190 Wien, Hackhoferg. 9A/4/13
VESELÁ, M.	Praha, 1, Hradební 9, CSSR

A U S Z U G A U S D E M V E R I A G S V E R Z E I C H N I S
D E R G E O L O G I S C H E N B U N D E S A N S T A L T

THENIUS, E.: Niederösterreich. - Verh.Geol.B.-A., Bundesländerserie, 2. Aufl., 1974. 280 Seiten, 16 Tabellen, 48 Abbildungen 150.-

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Band 119/1976, Heft 1 267.-

Inhalt

FUCHS, G. & MATURA, A.: Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. - 43 Seiten, 1 Geologische Karte (Blatt West, Blatt Ost). Sonderdruck ... 140.-

FUCHS, G.: Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. - 17 Seiten, 3 Tafeln, 2 Abbildungen. Sonderdruck ... 65.-

MATURA, A.: Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. - 12 Seiten, 1 Tafel. Sonderdruck ... 35.-

THIELE, O.: Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel? - 7 Seiten, 2 Abbildungen. Sonderdruck ... 16.-

SCHEIDEGGER, A.E.: Untersuchungen des Beanspruchungsplanes im Einflußgebiet der Diendorfer Störung. - 22 Abbildungen. Sonderdruck ... 30.-

Geologische Karte des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse 1 : 200 000, mit Erläuterungen (inhaltsgleich mit FUCHS&MATURA in Jahrb. Geol.B.-A., Band 119/1976) 150.-

GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE DES WALDVIERTELS mit Lage der Haltepunkte

Übertragen von A.MATURA aus der "Geologischen Karte des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse" (G.FUCHS & A.MATURA 1976) mit stellenweise vereinfachter Konturenführung und Änderungen nach V.JENCEK & A.DUDEK 1971, G.FUCHS, A.MATURA und O.THIELE.

