

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1 : 50000

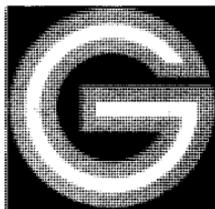
ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

17 GROSSPERTHOLZ

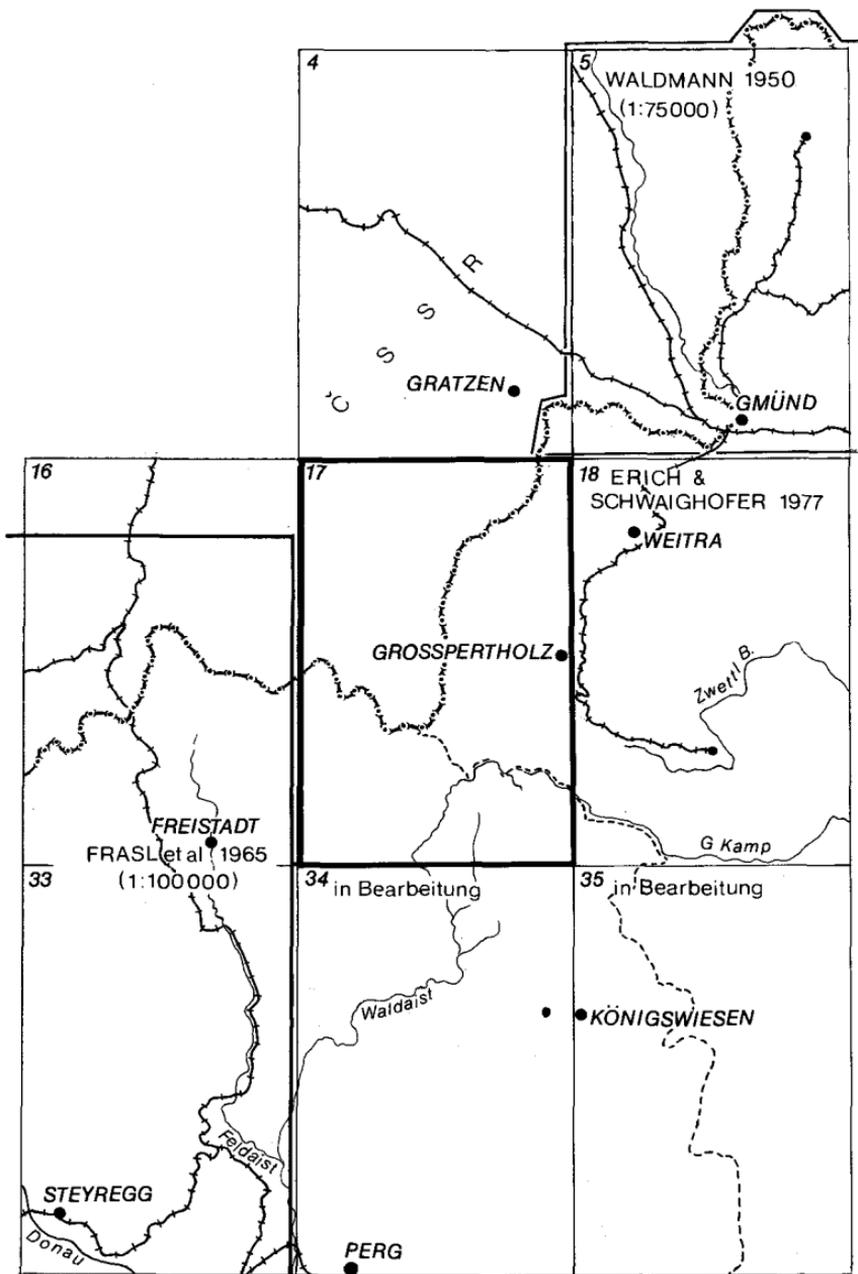
VON GERHARD FUCHS und BERND SCHWAIGHOFER

mit einem Beitrag von ILSE DRAXLER



Wien 1978

Eigentümer, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt,
A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23



Blatt 17 Großpertholz und seine Nachbarblätter mit Stand der Bearbeitung (Ende 1977).

Redaktion: ALOIS MATURA

Druck: Ferdinand Berger & Söhne, OHG, 3580 Horn

Inhaltsverzeichnis

Seite

Vorwort	3
1. Geographische Übersicht	4
2. Erforschungsgeschichte	4
3. Gesteinsarten	5
3.1. Gneise	6
3.2. Kinzigit	7
3.3. Weinsberger Granit	7
3.4. Diorit	8
3.5. Feinkorngranite (Fein- bis mittelkörnige Granitoide)	9
3.6. Eisgarner Granit	12
3.7. Ganggesteine	13
3.8. Mylonit und Pfahlschiefer	14
4. Junge Bedeckung	17
5. Moore (I. DRAXLER)	17
6. Geologischer Bau	21
7. Nutzbare Gesteine	23
8. Empfehlenswerte Exkursionspunkte	24
9. Literaturverzeichnis	25

Vorwort

Das Interesse am Grundgebirge der Böhmisches Masse richtete sich durch viele Jahrzehnte vor allem auf das östliche Waldviertel mit seinen mannigfaltigen Gesteinen und seinem komplizierten Bau. Das mehr eiförmige Granitgebiet des westlichen Wald- und östlichen Mühlviertels dagegen blieb weitgehend unerforscht. Nach der Veröffentlichung der Übersichtskarte (1:100 000) des Mühlviertels im Jahre 1965 gab der damalige Direktor der Geologischen Bundesanstalt Prof. Dr. H. KÜPPER den Auftrag, auch die östlichsten Teile des Mühlviertels und das anschließende Waldviertel aufzunehmen. Geplant war die Erstellung von Übersichtskarten ebenfalls im Maßstab 1:100 000. Im Rahmen dieses Planes kartierte G. FUCHS 1965 die Südhälfte des österreichischen Anteils vom Blatt 17 Großpertholz. 1968 bearbeitete B. SCHWAIGHOFER die Nordhälfte.

Die Direktion der Geologischen Bundesanstalt verfolgt in den letzten Jahren das Ziel, anstelle von Gebietskarten die Vervollständigung des offiziellen Kartenwerkes, der Geol. ÖK 50 voranzutreiben. Es wurde somit erwogen, die vor über zehn Jahren kartierten Bereiche als Blätter dieses Kartenwerkes zu veröffentlichen. Da der Bau verhältnismäßig einfach ist, waren auch die Bearbeiter mit der Veröffentlichung im Maßstab 1:50 000 einverstanden. Es ist uns bewußt, daß es von Nachteil ist, daß die Aufnahmen schon lange zurückliegen, da in jüngster Zeit geschaffene Aufschlüsse nicht berücksichtigt werden konnten, doch läßt die großflächige Gesteinsverteilung keine größeren Änderungen gegenüber dem in der Karte gegebenen Bild erwarten. Jedenfalls wird mit der Veröffentlichung des Blattes 17 Großpertholz eines der geologisch wenig bekannten Gebiete Österreichs dargestellt.

Anschriften der Verfasser: Dr. GERHARD FUCHS, Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23. – Univ. Doz. Dr. BERND SCHWAIGHOFER, Institut für Bodenforschung und Baugeologie, Universität für Bodenkultur, A-1180 Wien, Gregor-Mendel-Straße 33.

Die erforderlichen petrographischen Arbeiten wurden von den kartierenden Geologen durchgeführt. Die Plagioklasbestimmungen einiger Schiffe hat freundlicherweise Herr Dr. A. DAURER (Geol. B.-A. Wien) durchgeführt, wofür hier gedankt sei.

1. Geographische Übersicht

Die südlichen und östlichen Bereiche des Blattes 17 Großpertholz sind österreichisches Staatsgebiet, während der nordwestliche Teil auf dem Gebiete der ČSSR liegt. Die von Freistadt kommende Bundesstraße erschließt über Sandl – Karlstift – Großpertholz das bergige Waldgebiet. Der höchstgelegene Bereich erstreckt sich entlang der Staatsgrenze. Außer Viehberg (1112 m) und Nebelstein (1017 m) – um nur die bekanntesten zu nennen – überschreiten auch zahlreiche andere Erhebungen die 1000 m-Grenze. Die Höhenzüge sind meist weitgespannt und weisen eher selten steile Flanken auf. Die weiten Täler zwischen den Waldbergen sind häufig versumpft, örtlich kam es zur Ausbildung von Mooren z. B. Lam-bartsau, Durchschnittsau, Große Heide, Stockwiesen. Zum Teil gehen die besonders breiten Tallagen mit ihren sanften Hangneigungen auf Störungs-zonen zurück und machen sich dann morphologisch im Land-schaftsbild deutlich bemerkbar. Besonders charakteristisch ist dieses Er-scheinungsbild in der Furche zwischen Nebelstein und Wachberg, die in ähnlicher Form nach Nordosten bis über Wultschau hinaus zu verfolgen ist. Gemäß der Höhenlage des Gebietes blieb der ausgedehnte Wald-bestand weitgehend erhalten. Hier, in den Höhenzügen am Westrand des Waldviertels, ergeben sich mit ca. 1000 mm Jahresmittel auch die höch-sten Niederschlagswerte. Nur tiefer gelegene oder geschützte Gebiete wurden gerodet. Mit den häufig zwischen den Waldbergen eingebetteten Teichen bietet die Landschaft einen fast nordischen Eindruck.

Gegen Süden entwässern Harbe, Weiße und Schwarze Aist. Kamp und Zwettl haben in den beschriebenen Waldbergen ihren Ursprung und gegen Nordosten entwässert das System der Lainsitz. Die Lainsitz befindet sich westlich der mitteleuropäischen Hauptwasserscheide, somit mündet sie mit der Moldau in die Elbe und schließlich in die Nordsee. Die Flüsse schneiden in die auf 1000 m gehobene Fastebene ein und verursachen in ihrer Umgebung ein etwas ausgeprägteres Relief.

Häufig finden sich auch hier die für das Granitgebiet des Waldviertels typischen Verwitterungsformen, nämlich bis zu hausgroße, gerundete Blöcke – mitunter in Form der charakteristischen Wackelsteine.

Bezeichnungen wie „Eisenwerk“, die sich in der ÖK 50 (z. B. an der Lainsitz zwischen Hirschenstein und Angelbach) finden, weisen darauf hin, daß hier einmal – vor allem im vorigen Jahrhundert – der Abbau und die Verarbeitung von Eisenerzen eine größere Rolle gespielt haben.

2. Erforschungsgeschichte

Eine sehr ausführliche Darstellung zur Erforschungsgeschichte der Böhmisches Masse findet sich bei L. WALDMANN (1951). Erste Hinweise zur Geologie des westlichen und nordwestlichen Waldviertels ergeben sich aus den Schriften von M. V. LIPOLD (1852) und C. PETERS (1853). Aus noch früherer Zeit stammt lediglich eine Arbeit von F. X. M. ZIPPE (1833).

Wenn auch unter anderen Bezeichnungen, so treten doch schon bei

diesen ersten Bearbeitern der Böhmisches Masse vor allem die unterschiedlichen Granitvarietäten deutlich zutage. Bevor allerdings die Petrographie und Mineralogie des Waldviertels wissenschaftliches Interesse erweckte, waren bereits Lagerstätten verschiedener nutzbarer Rohstoffe bekannt. Dabei handelt es sich hauptsächlich um kleine, heute bedeutungslose Erzvorkommen. Im wesentlichen waren es verschiedene Eisensteinbaue, die in größerem Umfang im vorigen Jahrhundert auch im nordwestlichen Teil des Waldviertels betrieben wurden. Soweit diese Abbau unser Arbeitsgebiet betreffen, handelte es sich hier vornehmlich um Toneisensteine in den Ausbuchtungen des Gmünder Beckens entlang der Lainsitz. Stellenweise fanden sich auch in den Ablagerungen über den Erzen Verkittungen in Form eisenschüssiger Sandsteine und Konglomerate. Entsprechend dem Vorkommen erfolgte der Abbau meist obertags, selten in seichten Schächten oder Stollen.

Neben Toneisensteinen wurden im Eisenwerk Harmansschlag z. B. auch noch niedrigerwertige Erze verschmolzen, nämlich kiesführende mylonitische Gesteine, wie sie bei Harmansschlag selbst, dann aber auch bei Hirschenwies sowie beim Brennerhof südlich der Lainsitz anstehen. 1882 wurde das Eisenwerk Harmansschlag eingestellt.

Für sonstige Schürfungen in unserem Gebiet finden sich nur mehr sehr dürftige Hinweise. Eine Reihe von Pingen im Hirschrücken westlich von Lauterbach läßt vermuten, daß hier der von A. SIGMUND (1937) erwähnte Bleiglanz-Abbau versucht wurde.

Da außer diesem bergbaulichen Interesse der westliche Teil des Waldviertels geologisch wenig Anreiz für weitere Untersuchungen bot, blieb das Gebiet – wie bereits im Vorwort erwähnt – weitgehend unbearbeitet.

Eine Reihe wichtiger Informationen über Gesteinsverteilung und Bau des Gebietes sind in den Aufnahmsberichten von L. WALDMANN (1937, 1939) enthalten. Die Übersichtskarte in L. WALDMANN (1951) zeigt aber, daß das Granitgebiet im wesentlichen noch ungegliedert blieb.

Zu erwähnen sind noch die Untersuchung der Quetschgesteine durch A. KÖHLER (1924) sowie Arbeiten über verschiedene Ganggesteine (R. OSTADAL, 1926; A. KÖHLER, 1928) oder die morphologisch-hydrologischen Arbeiten von R. HAUER (1939, 1951, 1952).

In neuester Zeit entstanden in der Wiener Petrographenschule eine Reihe von petrologischen Monographien, welche die in unserem Gebiet auftretenden Granitoidtypen behandeln (G. KURAT, 1965; W. RICHTER, 1965; S. SCHARBERT, 1966; H. KLOB, 1970, 1971). Diese ausführlichen Arbeiten, die z. T. auch unser Kartenblatt direkt betreffen, sind eine wesentliche Ergänzung unserer geologischen Feldarbeiten.

Die vorliegende Karte ist die erste geschlossene geologische Darstellung dieses Gebietsausschnittes.

3. Gesteinsarten

Das auf Blatt Großpertholz dargestellte Gebiet liegt im Bereich der Südböhmischen Tiefenmasse und wird vorwiegend von Granitoiden aufgebaut. Wir befinden uns hier bereits nahe dem westlichen Rand, wo die Tiefengesteinsmasse ihre Einheitlichkeit verliert. Dies zeigt sich im Nebeneinander verschiedener Granittypen und deren kleinräumigeren Wechsel, was gegen die einförmigen Weinsberger Granitareale des östlich anschließenden Blattes Weitra absticht. In der Südwestecke von Blatt Großpertholz finden sich die ersten Perl- und Grobkorngneise. Diese ge-

winnen im Mühlviertel gegen Westen zu immer mehr Bedeutung, wo sie mit den größeren und kleineren Tiefengesteinskörpern innig gemengt sind. So zeigt sich bereits auf Blatt Großpertholz die beginnende Auflösung der Tiefenmasse.

Im folgenden werden die auf Blatt Großpertholz auftretenden Gesteine, beginnend mit den ältesten, charakterisiert.

3.1. Gneise

Gneise, die Nebengesteine der Granite, sind nur im südwestlichsten Teil des Kartenblattes, nördlich und östlich von St. Oswald bei Freistadt aufgeschlossen. Das vorvariszische Gneisgebirge ist fast vollständig rekristallisiert und in variszische Mischgesteine, die Perl- und Grobkorngneise, umgewandelt worden. Die älteren Schiefergneise sind daher nur in weitfortgeschrittenem Stadium der Auflösung und Homogenisierung oder als Schollen in Perlgneis und Graniten erhalten. Ist im westlicheren Mühlviertel die Abtrennung der durch Übergänge verbundenen Schiefergneise, Perl- und Grobkorngneise schon sehr schwierig, so ist im behandelten Gebiet eine solche fast undurchführbar. Es werden deshalb die genannten Gneisarten in einem Kapitel besprochen.

Die Schiefergneise sind meist mittelkörnige, dunkle, graue oder bräunliche Biotit-Plagioklasgneise bis Zweiglimmergneise. Sie sind schuppig, flatschig, zeilig, bisweilen auch linsig aderig struiert. Diese Paragneise setzen sich aus Quarz, Oligoklas, seltener Kalifeldspat, Biotit, wechselnden Mengen von Muskowit, Cordierit, Sillimanit, untergeordnet Granat zusammen. Nebengemengteile sind Apatit, Zirkon, Titanit, Erz und Rutil. Chlorit und Serizit sind sekundärer Entstehung. Gelegentlich ist Wechsellagerung von schuppigen glimmerreicheren und quarz-feldspatreicheren kompetenteren und meist feinerkörnigen Gneisen beobachtbar. Bläulich-grüne, zähe Kalksilikatschollen oder -Lagen treten hier nur recht selten auf. Sie bestehen im wesentlichen aus intermediärem bis basischem Plagioklas, Quarz und farblosem Pyroxen und enthalten manchmal auch Mikroklin, Biotit, Hornblende, Zoisit, Granat, sowie Akzessorien.

Wie bereits erwähnt, sind die beschriebenen Gesteine in Auflösung begriffen. Teils wird das Lagengefüge durch granoblastische Umkristallisation schlierig-undeutlich und geht schließlich ganz verloren, die Gneise werden so homogener, massengesteinsähnlicher, und werden als Perlgneise bezeichnet. Teils lösen sich die Schiefergneise schollig auf und schwimmen als scharf oder unscharf begrenzte Schollen und Fische im Perl- oder Grobkorngneis.

Der von C. W. GÜMBEL (1868) geprägte Namen Perlgneis bezieht sich auf die besonders im angewitterten Zustand auffällig hervortretenden Feldspatrundlinge, welche bei ihrem Wachstum das Lagengefüge der Glimmer auflösen. Dadurch wirken die Perlgneise massiger, homogener, obwohl sie noch deutliches Parallelgefüge zeigen. Die meist mittelkörnigen Gesteine bestehen aus einem kristalloblastischen Gemenge von rundlichem, basischem Oligoklas, Quarz, gelegentlich auch Mikroklin, Biotitscheitern, Nebengemengteilen wie Apatit, Zirkon und Erz. Muskowit, Serizit, Chlorit, u. s. w. sind sekundärer Entstehung.

Als Grobkorngneise werden gröberkörnige Perlgneise bezeichnet, welche bis mehrere cm lange idiomorphe Kalifeldspat-Porphyrblasten (oder -Einsprenglinge) in wechselnder Verteilung führen und so zum Weinsberger Granit vermitteln. Die Grobkorngneise sind von hybridem

Weinsberger Granit praktisch nicht abzutrennen. Die im westlichen Mühlviertel beobachtete räumliche Verteilung in der Reihe Weinsberger Granit – Grobkorngneis – Perlgnais – Schiefergneis (G. FRASL, et al., 1965; G. FUCHS & O. THIELE, 1968) ist hier nicht gegeben. Die Grobkorngneise treten nicht an den Rändern des Weinsberger Granits auf, sondern in unregelmäßiger Weise im Gebiete der Perlgnais oder halb aufgelöster Schiefergneise. Die Aufschlüsse an der von St. Oswald gegen Osten zur Holzmühle führenden Straße vermitteln den Eindruck, daß es sich um gangförmige Körper von Grobkorngneis bzw. hybridem Weinsberger Granit handelt. Die Kalifeldspat-Großindividuen sind nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt und entsprechen in ihrer Tracht teils denen des nahen Weinsberger Granits, teils sind sie schlanker und erinnern an die der Weinsberger Granite des Böhmerwaldes und Sternwaldes (G. FUCHS & O. THIELE, 1968, S. 28). Die kristalloblastische Grundmasse wird von Oligoklas – Andesin, Mikroklin, Quarz und Biotit gebildet. Nebengemengteile sind Apatit, Orthit, Titanit, Zirkon und Erz. Hellglimmer und Chlorit sind wohl sekundär.

3.2. Kinzigit

Die Kinzigite sind mengenmäßig unbedeutend, sie treten als maximal wenige Meter mächtige Schollen vereinzelt im Weinsberger Granit auf. Da sie aber auffällige und petrologisch interessante Gesteine sind, wurden die uns bekannten Vorkommen in der Karte eingetragen. Die grobkörnigen, massigen und sehr zähen Gesteine fallen besonders durch ihren Granatreichtum auf. Unter dem Mikroskop zeigt ein Kinzigit aus dem Raum nördlich Sandl ein unregelmäßiges Pflaster von Oligoklas, Quarz, Orthopyroxen, rotbraunem Biotit mit Strahlungshöfen um Zirkon, Granat (der mit Biotit innig verwachsen ist), Cordierit (zum Teil pinitisiert), sowie Apatit, Zirkon, Titanit und Erz. Chlorit und Hellglimmer sind sekundär nach Biotit, Pyroxen bzw. Cordierit.

Sämtliche Kinzigitvorkommen liegen im Weinsberger Granit und keines steht in Zusammenhang mit Para- oder Mischgneisen. Trotzdem ist es wahrscheinlich, daß es sich um Reaktionsprodukte von Granit und Paramaterial handelt. Sie wurden aber wahrscheinlich vom Granit aus größerer Tiefe mitgebracht.

3.3. Weinsberger Granit

Der grob- bis riesenkörnige, porphyrische Granit findet sich in unserem Untersuchungsgebiet in seiner typischen Ausbildung und baut weite Teile des Kartenblattes auf. Charakteristisch sind die dicktafeligen, nach dem Karlsbadergesetz verzwillingten Alkalifeldspateinsprenglinge, die nicht selten 10 cm, im Extremfall sogar 18 cm Länge (G. KURAT, 1965) erreichen. Bereits mit freiem Auge sind zonar und orientiert in den Großfeldspäten eingelagerte Plagioklase und Biotite sowie Anwachszonierung erkennbar. Diese Beobachtungen sind starke Argumente für eine Schmelzflußentstehung des Weinsberger Granits (G. FRASL, 1954; G. KURAT, 1965). Die Lagerungsdichte der Großfeldspäte schwankt gebietsweise, wobei die Grundmasse örtlich fast völlig verdrängt sein kann. Letztere besteht aus leistenförmigem, unregelmäßig begrenztem Oligoklas, Mikroklin, Quarz, rotbraunem Biotit, Apatit, Zirkon und sehr selten Magnetit. Sekundärminerale sind Chlorit, Hellglimmer, Klinozoisit, Orthit, Titanit, Magnetkies, Rutil und Karbonat. G. KURAT (1965) gibt folgende Mengen-

verhältnisse an: Mikroklin 35–37 Vol %, Plagioklas 33–35 Vol %, Quarz 19–22 Vol % und Biotit 9–13 Vol %.

Die Großfeldspäte sind nicht selten parallel zueinander orientiert und L. WALDMANN (1937, 1951, S. 76) berichtet, daß diese Fließgefüge regional eingeordnet sind. Verglichen mit den straff geregelten Weinsberger Granitgneisen des westlichen Mühlviertels ist der Weinsberger Granit auf Blatt Großpertholz jedoch wesentlich massiger. Der Übergangsbereich von Weinsberger Granit zu -gneis wäre daher auf der Karte 1:200 000 (G. FUCHS & A. MATURA, 1976) besser weiter gegen Westen verlegt worden, jedenfalls westlich des Nebelsteingebietes, wo der Granit typisch massig entwickelt ist. Die Ausbildung des Weinsberger Granits ist auf unserem Blatt ziemlich einheitlich, abgesehen von gewissen Schwankungen im Biotitgehalt und der Lagerungsdichte der Großfeldspäte. Stellenweise finden sich noch Reste des Nebengesteins, meist Paragneise, die in Form größerer und kleinerer Fische auftreten. A. KÖHLER (1941) und G. KURAT (1965) beschreiben aus solchen Hybridbereichen im Granit das Auftreten von übernommenem Zirkon, Almandin, Muskowit, Spinell, Sillimanit und Cordierit.

Die Kontakte gegen das Gneisgebirge sind nicht übermäßig gut abgeschlossen; es scheint sich aber um teils verschwommene, teils scharfe Intrusionskontakte zu handeln mit gangförmigem Eindringen hybrider Weinsberger Granite. Die im westlichen Mühlviertel beobachteten, ganz allmählichen Übergänge (H. V. GRABER, 1936; G. FUCHS, 1962; G. FUCHS & O. THIELE, 1968) sind hier nicht gegeben. An den Kontakten gegen die Diorite, Feinkorngranite und Eisgarner Granite erweist sich der Weinsberger Granit als das älteste variszische Massengestein des besprochenen Gebietes. Das variszische Abkühlungsalter ist durch die vorliegenden radiometrischen Altersbestimmungen (Bundesanstalt für Bodenforschung, Bericht 1967) gesichert. Bezüglich der Genese des Weinsberger Granits sei abschließend erwähnt, daß G. KURAT (1965) zu dem Ergebnis kommt, daß die granitische Schmelze in regional erwärmte Umgebung intrudierte und sich der Granit in großer Tiefe (p_{H_2O} zirka 5000 bar) und relativ niedriger Temperatur (zirka 700° C) bildete.

3.4. Diorit

Diorite treten als absetzige, kleinere Körper im Randbereich des Weinsberger Granits gegen Feinkorngranit bzw. Eisgarner Granit auf. Die größten Vorkommen sind die zwischen Harbach und Wulfschau, die, wie in Kapitel 3.8. beschrieben, stark gequetscht sind. An derselben jungen Störung findet sich eine Reihe kleiner Dioritdurchschläge im Gebiet von Harrachstal an der Harben Aist, denen knapp südlich der Blattgrenze ein größerer Dioritstock folgt (O. THIELE, 1966). Eng mit Feinkorngranit verbunden treten Diorite weiters um Wienau (Gebiet Weiße Aist) und im Pleßberg-Gebiet (nordwestlich Sandl) auf.

Die Diorite sind fein- bis mittelkörnige, massige, blaugraue Gesteine. Die durch einige mm große Plagioklase und Biotite in feiner Grundmasse gebildete porphyritische Struktur ist häufig schon mit freiem Auge erkennbar. Unter dem Mikroskop zeigen die bis 3 mm langen Plagioklaseinsprenglinge idiomorphe, schlanke Leistenform und ausgeprägten Zonarbau. Die An-Gehalte streuen von 53% im Kern bis 25% in den Hüllzonen. Teilweise zeigen die Plagioklase Hellglimmerfülle. Auch der meist grünbraune Biotit bildet gelegentlich Einsprenglinge. Die feinkörnige

Grundmasse besteht aus Plagioklas (z. T. idiomorph), Quarz, grün-braunem Biotit, grüner Hornblende (die auch fehlen kann), Orthit, nadeligem Apatit, Titanit, Epidot-Klinozoisit und Erz. Sekundärminerale sind Chlorit und Helglimmer. In den größeren Dioritvorkommen im Nordosten des Blattes finden sich auch pyroxenführende Typen.

Vereinzelt zeigen die Diorite makroskopisch erkennbare Titanitkristalle, um die sich ein von dunklen Gemengteilen freier Hof von wenigen mm Durchmesser gebildet hat. Diese Titanitfleckenbildung ist hier aber viel seltener anzutreffen als im nordwestlichen Mühlviertel.

Die Grenze der Diorite gegen Weinsberger Granit ist meist sehr scharf, gelegentlich zerfließt der Granit auch schlierig. Stets ist aber das aggressive Verhalten des Diorits festzustellen, der einzelne Mineralkörner aus dem Granit herauslöst und korrodiert. Feldspäte mit Korrosionsbuchten und von Hornblendeaggregaten umgebene Quarzkörner (bis 1 cm Durchmesser) sind im Hybridbereich nicht selten zu beobachten. Gegenüber dem Feinkorngranit erweisen sich die Diorite als älter, wenn sie auch eng mit diesem Granit verbunden sind. Sie lösen sich im Granit in eckige oder gerundete Schollen auf, die meist scharf begrenzt sind. Der umgebende Granit ist häufig dunkler, granodioritisch, manchmal hornblendeführend und enthält Schollen der verschiedensten Schattierungen, die zwischen Granit und Diorit vermitteln. Die dioritischen Typen sind feinerkörnig, die lichterens gröberkörnig. Die Granodiorite dieser Granit-Dioritmischzonen gehen ohne scharfe Grenze in Mauthausener Granit oder die mittelkörnigen porphyrischen Typen über. Gut beobachtbar sind diese Erscheinungen in den Gebieten Pleßberg und Wienau. Ausbildung und Kontaktverhältnisse lassen keinen Zweifel, daß die Diorite den jüngeren an Feinkorngranit gebundenen Typen (Typ 2) des westlichen Mühlviertels entsprechen. Die ältere basischere Gruppe (Typ 1) konnte nicht festgestellt werden, ist aber vielleicht in den pyroxenführenden Typen im Nordteil des Blattes vertreten.

3.5. Feinkorngranite (fein- bis mittelkörnige Granitoide)

Unter dem Begriff Feinkorngranite wurde bei der Bearbeitung des Mühlviertels eine Reihe genetisch eng miteinander verbundener Granitoide zusammengefaßt. Es zählen hierzu der Mauthausener, Plöckinger, Aschacher, Schlägeler, Altenberger Granit sowie der Freistädter Granodiorit u. a. Diese Gruppe von Granitoiden hebt sich durch ihr feineres Korn deutlich von den grobkörnig-porphyrischen Weinsberger und Eisgarner Graniten ab, was in der Namensgebung zum Ausdruck gebracht wird. Dies bedeutet aber nicht, daß sämtliche Gesteine dieser Gruppe feinkörnig wären, da auch mittelkörnige Spielarten weite Verbreitung besitzen.

Feinkorngranite bauen im zentralen Teil des Blattes ausgedehnte Gebiete auf und finden sich auch sonst nicht selten in Form kleinerer und größerer Stöcke oder Gänge.

Der Mauthausener Granit spielt im dargestellten Gebiet mengenmäßig die größte Rolle. Der Normaltyp ist ein fein- bis mittelkörniger, licht- bis bläulichgrauer Biotitgranit von recht gleichmäßiger Korngröße. Das Gestein ist massig und in der Regel nur an den jungen Störungslinien geschiefert. Hauptgemengteile sind ausgeprägt zonar gebauter, meist idiomorpher Plagioklas (20–35% An), xenomorpher, scharfgegerter Mikroklin, Quarz, Biotit, gelegentlich geringere Mengen von Musko-

wit. Nebengemengteile sind Titanit, Epidot-Klinozoisit, Orthit, Rutil (Sagenit im Biotit), Apatit, Zirkon und Erz. Hellglimmer und Chlorit sind sekundäre Bildungen. Modalbestand (Vol %): Alkalifeldspat 27–37%, durchschnittlich 28%, Plagioklas 25–38%, Quarz 23–32%, Biotit 5–12%, durchschnittlich 10%, Muskowit 0,2–1,1% und Rest 0,3–0,5% (W. RICHTER, 1965). Das Gefüge ist hypidiomorph und typisch für einen aus dem Schmelzfluß entstandenen Granit.

Aufgrund seiner Untersuchungen kommt W. RICHTER (1965) zu dem Schluß, daß der Mauthausener Granit bei steigendem p_{H_2O} im Bereich von ca. 5000 bar, fallender Temperatur und fallendem Belastungsdruck, also in großer Tiefe, in relativ rascher Kristallisation gebildet wurde. „Die Intrusion erfolgte während der Plagioklaskristallisation und während des Abklingens der variszischen Regionalmetamorphose in eine relativ kühle Umgebung“. Dies steht im Einklang mit dem im Felde zu beobachtenden ausgeprägt diskordanten Verhalten gegenüber den Gneisen oder dem Weinsberger Granit. Scharf begrenzte Schollen dieser Gesteine oder einzelne Großfeldspäte des Weinsberger Granits finden sich gebietsweise als häufige Einschlüsse.

Ohne scharfe Grenzen entwickeln sich aus dem Mauthausener Granit hellere Zweiglimmergranite. Sie führen nicht selten 1–1,5 cm große Putzen von Biotit und Muskowit. Diese saureren Spielarten dürften dem Typ Altenberg (G. FRASL, 1959, 1960; G. FRASL et al., 1965) nahe stehen. Sie treten z. B. südöstlich Eberhartsberg, um Steinkreuz (südlich Sandl), im Ortsbereich von Sandl u. a. O. auf.

Gelegentlich begegnet man feinerkörnigen, glimmerarmen, aplitischen oder quarzporphyrartigen Graniten. Letztere zeigen in feinkörniger Grundmasse eigengestaltige Quarze und Feldspäte bis einige mm Größe. Es dürfte sich bei diesen Gesteinen um eine Randfazies oder um jüngere Nachschübe handeln. Man findet diese Gesteine im Bereich des Gehöftes Draxler (K 824) in Oberschlag, SE und ESE von Meinberg, und als Gänge im Weinsberger Granit NW vom Waschenberg. Nach H. KLOB (1971) treten solche Gesteine auch im Gipfelbereich des Viehberges bei Sandl auf.

Der Freistädter Granodiorit in seiner charakteristischen Randfazies reicht nur in der äußersten Südwestecke auf unser Blatt (St. Oswald/Freistadt). Ergänzend muß aber erwähnt werden, daß der Feinkorngranitlappen des zentralen Blattbereiches mit dem Freistädter Granodiorit des Typusgebietes zusammenhängt, also mit diesem einen Intrusionskörper bildet. H. KLOB (1971) hat den Freistädter Granodioritkörper einer detaillierten petrologischen Untersuchung unterzogen und unterscheidet:

1. fein- bis mittelkörnige Granite vom Typ Mauthausen (zu dem der Großteil der bereits besprochenen Feinkorngranite des zentralen Bereiches von Blatt Großpertholz gehört).
2. feinkörniger „Kerntyp“ (der unser Kartenblatt nicht berührt).
3. mittelkörniger „Randtyp“ (der bei St. Oswald/Freistadt noch auf unser Blatt reicht).

Diese Typen sind durch Übergänge verbunden.

Der Randtyp ist ein mittelkörniges, massiges, hellgraues Gestein mit bis 1 cm großen, pseudo-hexagonalen Biotitsäulchen.

Auch Plagioklas bildet teilweise idiomorphe, bis zu 1 cm große Körner. Hauptgemengteile sind Andesin, Alkalifeldspat, Quarz, Biotit; Akzessorien Rutil, Magnetit, Apatit und wenig Zirkon. Chlorit, Epidot, Orthit und Serizit sind sekundäre Bildungen.

In randnahen, dem Weinsberger Granit benachbarten Bereichen wird der Feinkorngranit häufig gröberkörnig und durch bis 2 cm lange dicktafelige Alkalifeldspäte porphyrisch. Die größte Ausdehnung hat dieser porphyrische Granit entlang der Ostbegrenzung der zentralen Feinkorngranitzunge. Hier enthält der Porphyrygranit auch gebietsweise zahlreiche Schollen von Diorit (z. B. Wienau). L. WALDMANN (1937, 1939, 1951) und G. FUCHS (1966) haben diesen porphyrischen Granit der genannten Granitzunge zugeordnet und als Hybridfazies gedeutet, während H. KLOB (1970) ihn als selbständigen, jüngeren Granit beschreibt.

Nach H. KLOB (1970) und eigenen Beobachtungen sei der porphyrische Granit charakterisiert: Die bis 2 cm großen Alkalifeldspateinsprenglinge (Karlsbaderzwillinge) erscheinen makroskopisch eigengestaltig entwickelt, erweisen sich aber im Dünnschliffbild als hypidiomorph bis xenomorph. Sie liegen unregelmäßig verteilt in einer granodioritischen richtungslos körnigen (Korngröße 2–4 mm) Grundmasse. Diese besteht aus hypidiomorphem, zonarem Plagioklas (23–37% An), xenomorphem Mikroklin, Quarz, Biotit sowie den Akzessorien Zirkon, Apatit, Titanit, Epidot, Orthit und gelegentlich Rutil. Helleglimmer und Chlorit sind sekundär. H. KLOB gibt von 2 Proben folgenden Modalbestand an (Probe 1: Stbr. Fa Fribess, Posthöferberg, Gem. Windhaag; Probe 2: Güterweg Rindberg-Pürstling, südlich Sandl):

	Probe 1		Probe 2	
Alkalifeldspat	32,4	Vol %	28,7	Vol %
Plagioklas	32,5		34,0	
Quarz	21,6		24,5	
Biotit	11,3		10,8	
Muskowit	—		—	
Rest	2,2		2,0	

Die Grenze gegen den Weinsberger Granit ist meist scharf und gut kartierbar und genannter Granit erweist sich eindeutig als älter. Die Grenze zum normalen Feinkorngranit ist hingegen unscharf, weshalb die Verbreitung des Porphyrygranits in der Karte durch Übersignatur dargestellt wurde. Auf fließende Übergänge zwischen dem Feinkorngranit und dem Porphyrygranit dürfte es auch zurückgehen, daß die Verbreitung letzteren Typs von H. KLOB viel größer angegeben wird (1970, Abb. 2; 1971, Abb. 2) als auf unserer Karte, wo der Porphyrygranit enger gefaßt ist. Wir vertreten die Ansicht, daß der Porphyrygranit eine hybride Fazies des Feinkorngranits darstellt (L. WALDMANN, 1937, 1939; G. FUCHS, 1966).

Zu dieser Auffassung gelangte auch B. SCHWAIGHOFER bei der Kartierung gleichartiger Bereiche in den Gebieten Wachberg – nördlich Harman-schlag und nördlich Schwarza. Sicher sind die Alkalifeldspateinsprenglinge nicht vom Weinsberger Granit her übernommen, sondern in der Porphyrygranitschmelze gewachsen. Der Feinkorngranit scheint aber Weinsbergermaterial aufgenommen und gänzlich eingeschmolzen zu haben. Xenomorphe Kerne in hypidiomorphen Plagioklasen (H. KLOB 1970, S. 316) könnten als Relikte gedeutet werden. H. KLOB faßt diese porphyrische Fazies als selbständigen Granit vom Typ „Karlstift“ auf und vertritt die Ansicht, daß der Granit jünger als der Freistädter Granodiorit ist (H. KLOB, 1970, S. 313, 315 oben). In persönlicher Diskussion mit Herrn Dr. KLOB zeigten sich die Gegensätze weniger gravierend. Auch KLOB be-

tont die enge genetische Bindung von Feinkorngranit und dem Granit vom „Typ Karlstift“. Es ist bis zu einem gewissen Grade Ansichtssache, ob man den Granittyp als späteres Differentiationsprodukt oder als durch Nebengesteinsaufnahme andersartig gewordene Schmelzteile eines magmatischen Körpers auffaßt. Wegen häufiger Übergänge und dem Fehlen selbständiger, räumlich unabhängiger Durchschläge von Granit „Typ Karlstift“ neige ich letzterer Vorstellung zu. Der von G. FRASL aufgestellte Engerwitzdorfer Granit (siehe G. FRASL et al., 1965; G. FUCHS & O. THIELE, 1968, S. 32) dürfte mit dem oben behandelten Granit identisch sein.

Zu erwähnen bleibt noch eine Abart des Feinkorngranits, die am Südostabfall des Nebelsteins auftritt. Dabei handelt es sich um einen feinkörnigen, roten Muskowitgranit, den schon A. KÖHLER (1924) in seiner Studie über die mylonitischen Gesteine nördlich von Harmanschlag beschrieb. Möglicherweise steht das Auftreten dieses rötlichen Granits bereits im Zusammenhang mit der unmittelbar östlich des Vorkommens durchstreichenden Störungs- und Mylonitzone; dafür spricht auch die schon von A. KÖHLER erwähnte Mörtelstruktur des Quarz, sowie die allgemein zu beobachtende mechanische Beanspruchung.

Wie bereits wiederholt erwähnt, durchsetzen sämtliche Typen der Feinkorngranitgruppe die Gneise und den Weinsberger Granit mit diskordanten Kontakten und schließen Schollen des Nebengesteins ein. Gänge (dm bis 10 m) von Feinkorngranit, hybridem, Biotitputzen-führendem Granit und Aplit, seltener Pegmatite durchschwärmen gebietsweise die Umgebung der Feinkorngranitkörper. Kontaktmetamorphe Erscheinungen sind nicht bekannt.

Das variszische (oberkarbone) Abkühlungsalter der in diesem Kapitel behandelten Granitoide ist durch radiometrische Altersbestimmungen (Bundesanstalt für Bodenforschung, Bericht 1967) belegt. Eine der Proben (57) stammt aus dem Steinbruch Steinwald (nordöstlich St. Oswald) aus unserem Kartenblatt, und ergab ein Abkühlungsalter von zirka 300 Mill. J.

3.6. Eisgarner Granit

Der mittel- bis grobkörnige Eisgarner Granit findet sich ausschließlich im nordöstlichen Teil des Kartenblattes, zieht aber weiter gegen Osten und hat eine wesentlich stärkere Verbreitung im östlich anschließenden Kartenblatt 18 Weitra.

Im Kartierungsgebiet tritt der Eisgarner Granit durchwegs in seiner charakteristischen Form, d. h. mit den typischen schmalen, leistenförmigen Alkalifeldspäten, die überwiegend Zwillingbildung zeigen, auf. Nach S. SCHARBERT (1966) hat er folgende Mineralzusammensetzung (Vol %): Alkalifeldspat 25–38%, Plagioklas (durchschnittlicher An-Gehalt 13%) 20–28%, Quarz 30–37%, Muskowit 6,5–7,5%, Biotit 4–7%; als Akzessorien finden sich Spinell, Rutil, Granat und Andalusit.

Entsprechend seiner Altersstellung (jüngster Granit des Moldanubikums) ist der Eisgarner Granit im Gegensatz zum Weinsberger Granit frei von Durchschlägen von Feinkorngraniten und auch sonstige Ganggesteine (Aplite, Pegmatite) finden sich relativ selten. Ganz vereinzelt treten auch hier als Reste der primär vorhandenen Gesteine kleine basische Fische auf.

Die Kontakte zum Nebengestein sind scharf, ohne daß eine gegenseitige Beeinflussung zu beobachten wäre.

Schon auf R. OSTADAL (1931) geht eine Detailbeobachtung zur Intrusionsabfolge zurück, die zwar schon etwas außerhalb unseres Untersuchungsgebietes liegt (Neu-Nagelberg nördlich Gmünd), aber für die Kontakte zwischen Feinkorngranit und Eisgarner Granit sicher allgemein gültig ist. Aus den von R. OSTADAL gebrachten Abbildungen ist deutlich ersichtlich, daß der Eisgarner Granit in den Feinkorngranit eindringt, bzw. ihn zum Teil schon in Schollen aufgelöst hat. Damit ist eindeutig das geringere Alter des Eisgarner Granits gegenüber dem Feinkorngranit klar gestellt. Nach dem Datierungsbericht 1967 der Bundesanstalt für Bodenforschung ergeben sich Abkühlungsalter im Bereich 317 bis 326 Mill. J. Dieses überraschend höhere Alter gegenüber dem Feinkorngranit dürfte auf eine jüngere Aufwärmung des Mühlviertels, aus dem die Feinkorngranitproben stammen, zurückgehen.

In der nördlichen Weinsberger Granitzone des Blattzentrums finden sich gelegentlich anscheinend gangförmig auftretende, mittelkörnige Granite mit schlanken, bis 2 cm langen Alkalifeldspateinsprenglingen. Diese Gänge könnten vom Eisgarner Granit stammen, ihre Genese ist aber ungeklärt.

3.7. Ganggesteine

Ganggesteine besitzen im Untersuchungsgebiet nur eine sehr untergeordnete Bedeutung, sowohl hinsichtlich ihres mengenmäßigen Auftretens als auch nach ihrer Mächtigkeit. Eine größere Verbreitung ist entlang der beiden NNE-SSW-streichenden Störungszonen zu beobachten, sodaß anzunehmen ist, daß doch bei einem Großteil der Ganggesteine das Aufdringen mit tektonischen Vorgängen in Zusammenhang steht.

Im wesentlichen handelt es sich bei den hier auftretenden Gesteinen um Aplit-, Pegmatit- und Quarzgänge; stark zurücktretend erscheinen auch Lamprophyre.

Die Mächtigkeit der Aplitgänge bleibt meist im cm- bis dm-Bereich, sodaß sie kartenmäßig nicht erfaßt werden konnten. Die Pegmatitgänge – vor allem in der östlichen der beiden Störungszonen – erreichen dagegen manchmal eine Mächtigkeit bis zu 2 m und wurden daher auch in der Karte ausgeschieden.

Die bei weitem mächtigsten und auch im Gelände auffallendsten Ganggesteine sind aber die Quarzgänge, die z. B. im Hirschrücken westlich von Hirschenwies mit einer Mächtigkeit von 20 m durchgehend über eine Länge bis zu 40 m aufgeschlossen sind und dabei markante Geländestufen bilden. Sie verlaufen vorwiegend NNE-SSW und folgen den Störungen, denen sie ihre Entstehung verdanken.

Im Bereich der östlichen Störungszone bei Harmanschlag und Rörndlwies treten die Quarzgänge etwas weniger deutlich in Erscheinung, z. T. dürften sie hier auch mit einer WNW-ESE-ziehenden Querstörung in Zusammenhang stehen.

Obwohl A. KÖHLER (1941) diese Quarzgänge im Gegensatz zu seiner 1924 geäußerten Meinung als hydrothermale Bildungen bezeichnete, hegte er doch gewisse Bedenken, da bis zu diesem Zeitpunkt noch keine für hydrothermale Lösungen typischen Minerale nachgewiesen werden konnten. Durch die Feststellung von Fluorit als Kluffüllungsmaterial in

dem Mylonit südwestlich Wultschau ist nun aber ein weiteres Argument für dessen hydrothermale Entstehung geliefert worden.

Nur an einem einzigen Punkt im gesamten Kartierungsgebiet (an der Nordabdachung des Nebelsteins, bei den Gehöften nordöstlich K 906) wurde ein Gestein angetroffen, das bei makroskopischer Betrachtung fast nur aus bis zu 1 cm großen Helglimmer-Blättchen und bis zu 5 mm großen idiomorphen Quarzkristallen zu bestehen scheint. Im Mikroskop wird dieses Bild bestätigt: Zu den großen Muskowit- und Quarzkristallen treten sehr untergeordnet kleine (Korngröße bis ca. 1 mm) hypidiomorphe Feldspäte, die starke Zersetzungserscheinungen in Form von Helglimmer-Neubildungen zeigen. Das Auftreten dieses Gesteins im Grenzbereich zwischen Feinkorngranit und Weinsberger Granit legt die Vermutung nahe, daß diese bevorzugte Ausscheidung von Muskowit und Quarz eng mit dem Aufdringen des Feinkorngranits in Zusammenhang steht.

Lamprophyrische Ganggesteine treten nur sehr selten auf. Es handelt sich um sehr feinkörnige, dunkelgraugrünliche Gesteine. Unter dem Mikroskop zeigen sie porphyritisches, fluidal geregeltes Gefüge. Leistenförmige, betont zonar gebaute Plagioklase (57–20% An) und idiomorphe, zonare, licht-bräunliche Hornblenden bilden Einsprenglinge. Größere Quarzlinsen mögen aus dem Nebengestein stammen. Die Grundmasse besteht aus pflaster- und leistenförmigem Plagioklas, Quarz (?), Hornblende und Erz. Chlorit und Helglimmer sind sekundäre Bildungen nach Hornblende bzw. Plagioklas.

3.8. Mylonit und Pfahlschiefer

Zwei auffallende Störungstreifen durchziehen das Kartenblatt in NNE-SSW-Richtung.

Die westliche Störungszone ist aus dem Gebiet von Hirschenwies (Hirschenwies-Störung) z. T. mit Unterbrechungen bis ins Lainsitztal zu verfolgen, wo sie die tschechische Grenze quert. In ihrer Fortsetzung tritt sie in breiter Entwicklung nördlich von Rosenhof wieder auf österreichisches Gebiet über und ist östlich an Sandl vorbei bis in den Raum von St. Oswald/Freistadt zu verfolgen. Sicher stehen die bereits erwähnten Quarzgänge (Kapitel 3.7.) des Gebietes von Hirschenwies mit dieser Störung in genetischem Zusammenhang. Verquarzungen sind aber auch sonst im Störungsbereich häufig anzutreffen, auch wo sie nicht kartenmäßig ausgeschieden wurden.

Entlang der Straße, die von Hirschenwies nach Schwarzau führt, ist zwischen Feinkorngranit im Westen und Weinsberger Granit im Osten ein kataklastisches Gestein aufgeschlossen, das neben den Quarzgängen den hier durchziehenden Störungstreifen dokumentiert. Das feinkörnige, rötlichgraue, von zahlreichen mit Chlorit gefüllten Rissen durchzogene Gestein ist eindeutig aus dem westlich anschließenden Feinkorngranit hervorgegangen, der selbst noch stark zerrüttet und stellenweise bis zur Mylonitisierung zerschert ist (Hauptkluftrichtungen 100/85 und 205/80). Das Dünnschliffbild des kataklastischen Gesteins zeigt, daß es in den Rissen zu einer intensiven Zertrümmerung von Quarz und Feldspat gekommen ist. Das feinkörnige Granulat ist intensiv von neugebildetem Chlorit durchsetzt. Vereinzelt auftretende, max. 5 mm große Kalifeldspäte sind von Rissen, die mit Chlorit gefüllt sind, durchzogen. Dunkelbraune bis opake limonitische Erzänreicherungen finden sich in Form schmaler

Züge oder fleckiger Aggregate stets als Begleiter des neugebildeten Chlorits.

Wesentlich markanter und von noch größerer Erstreckung ist die Störungszone, die vom Reinprechtsforst (am östlichen Blattrand) über Wultschau, Harmanschlag, Angelbach, Karlstift (Karlstift-Störung) bis Harlachthal im Tale der Harben Aist zu verfolgen ist, wo sie das Kartenblatt verläßt; nach O. THIELE (1966) setzt sie sich noch weiter nach SSW fort.

Besonders im Gebiet um Harmanschlag sind im Gefolge dieser Störung verschiedene mylonitische Gesteine entstanden, die schon frühzeitig petrographisches Interesse erweckten. Bereits M. V. LIPOLD (1852) beschrieb Ganggesteine aus dem Gebiet von Harmanschlag, wobei allerdings ziemlich unterschiedliche Gesteine zusammengefaßt wurden. Ausführlich beschäftigte sich A. KÖHLER (1924) mit dem „Pfahlschiefer“ von Harmanschlag und unterschied je nach der Intensität der mechanischen Beanspruchung mehrere Gesteinsarten.

Tatsächlich sind im Verlauf des Störungstreifens nicht nur aufgrund der unterschiedlichen Durchbewegung verschiedene Gesteinstypen entstanden, sondern auch dadurch, daß die Zerrüttung sowohl die verschiedenen Granite als auch den am Ostrand des Gebietes anstehenden Diorit erfaßte. So kam es entsprechend den unterschiedlichen Ausgangsgesteinen auch zur Ausbildung verschiedener Mylonittypen. Besonders gut läßt sich im Weinsberger Granit nördlich der Straße von St. Martin nach Harmanschlag die Zunahme der tektonischen Beanspruchung bei Annäherung an den Störungstreifen feststellen. Der grobporphyrische Granit zeigt hier vorerst randlich nur eine schwache, dann immer stärker werdende Schieferung. In unmittelbarer Nähe zur Störungslinie finden sich schließlich richtige Augengneise, in denen die großen gelängten Kalifeldspäte von Glimmer- und Quarzzügen umflossen werden. Zu einer ähnlichen gneisartigen Ausbildung ist es auch im hybriden Feinkorngranit am Wachberg nördlich von K 933 gekommen.

Den besten Einblick in die Verhältnisse direkt im Störungsbereich vermittelt der Steinbruch der Forstdirektion Weitra in Rörndlwies an der Straße zum Nebelstein. Offenbar fällt hier die Störungslinie mit dem Kontakt Feinkorngranit-Weinsberger Granit zusammen. Es überwiegt zwar eindeutig ein gleichkörniger, fein- bis mittelkörniger Granit, vereinzelt treten aber doch porphyrische 3–4 cm große Kalifeldspäte auf. Außerdem ist am Kontakt auch noch ein aplitisches Ganggestein aufgedrungen. Neben der NNE-SSW-verlaufenden Hauptstörung ist noch eine weitere Hauptkluftrichtung festzustellen, die steil nach 230–240° einfällt. Auf den zahlreichen Harnischflächen (mit \pm waagrechter Striemung) und Klufflächen tritt immer wieder Chlorit auf, der auch den angrenzenden Feinkorngranit noch intensiv durchzieht. Stellenweise ist es parallel zu den Hauptkluftrichtungen zu linsiger Zerschierung gekommen. Das Gestein ist zum Großteil kleinstückig zerbrochen, jedoch durch jüngere Verkieselung wieder so gut verheilt, daß es sich im vorliegenden Zustand als außerordentlich hart und scharfkantig brechend erweist.

Bei den mikroskopischen Untersuchungen konnte auch im relativ wenig beanspruchten Granit noch Klinozoisit festgestellt werden. In den stärker zerrütteten Typen trat als Kluffüllung auch Karbonat auf. Chlorit und limonitisches Erz gehören aber stets zu den vorwiegenden Neubildungen in den kataklastischen Gesteinen.

Als Endprodukt der kataklastischen Beanspruchung bei den Feinkorngraniten – als typischer „Pfahlschiefer“ – könnte ein Gestein angespro-

chen werden, das am Ostabfall des Nebelsteins knapp nördlich der hier auftretenden Quarzgänge ansteht. Es handelt sich um ein helles, grünliches, undeutlich geschiefertes Gestein, das einem Serizitquarzit sehr ähnlich ist. Das mikroskopische Bild zeigt eine feingranulierte Quarzgrundmasse mit wenigen großen, aber sehr vielen kleinen Hellglimmerschuppen. In dieser Grundmasse schwimmen eckige, in sich meist noch intensiv zerbrochene Trümmer größerer Quarz-, Plagioklas- und Kalifeldspatkörner. Häufig sind die Säume der Feldspäte durch Tonmineral-Neubildungen gekennzeichnet. Insgesamt ergibt sich ein für einen Kataklastit außerordentlich charakteristisches Bild.

Während bei Röndlwies die Störungslinie an der Grenze zwischen Feinkorngranit und Weinsberger Granit verläuft, führt sie etwas weiter nördlich auch im Eisgarner Granit und im Diorit zu starker tektonischer Zerrüttung. So findet sich kataklastisch beanspruchter Eisgarner Granit z. B. in der kleinen Erhebung östlich der Straßengabelung bei K 655 westlich von Wultschau. Hier ist es offenbar im Gefolge der kataklastischen Zerstörung und anschließenden Verheilung des Gesteins auch zu einer hydrothermalen Durchtränkung gekommen. Schon makroskopisch konnten in diesen Myloniten z. T. intensiv blau-violette, nur mm-starke Flußspatgänge festgestellt werden. Im Mikroskop zeigt sich, daß die Verheilung der hier auftretenden 3–4 mm breiten Risse und Klüfte aus zwei Kristallgenerationen besteht. Am Rand – stellenweise aber auch als gesamtes Kluffüllungsmaterial – findet sich neugebildeter Klinozoisit, an den sich nach innen als zentrale Kluffverheilung Fluorit anschließt. Chlorit und limonitisches Erz gehören wieder zu den vorherrschenden Neubildungen. Außerdem ist auch hier – so wie in den meisten mechanisch beanspruchten Gesteinen – zu beobachten, daß die Plagioklase auf die Kataklastose wesentlich empfindlicher reagieren als die Kalifeldspäte. Während diese durchwegs keine Umwandlungserscheinungen zeigen und nur von Rissen durchzogen sind, die üblicherweise mit Chlorit und limonitischem Erz gefüllt sind, finden sich in den Plagioklasen fast stets intensive Neubildungen von feinfilzigem Hellglimmer.

Im nördlichen Teil des Kartenblattes werden von der Zerrüttungszone auch Diorite erfaßt, wobei ebenfalls entsprechend der unterschiedlichen Beanspruchung mehrere Gesteinstypen zur Ausbildung kamen. Westlich von Wultschau knapp nordwestlich von K 635 findet sich ein etwas hellerer Diorit, der vor allem durch einen hohen Biotitgehalt mit z. T. 1 cm²-großen Einzelblättchen gekennzeichnet ist. Das Vorkommen liegt im Randbereich der Störungszone, wo es lediglich zu einer noch geringfügigen Zerlegung der Plagioklase mit teilweiser Entmischung und zu Umsetzungen in den Pyroxenen (Entmischungslamellen von Ilmenit), Hornblenden und Biotiten gekommen ist.

Direkt in der Störungszone liegt dagegen ein Diorit-Vorkommen am Ostrand des Blattes nördlich der Sattelwiese am Ostabfall des Reinprechtsforstes. Unmittelbar neben gut erhaltenem Diorit findet sich hier ein überwiegend sehr feinkörniges, dunkelgrünes Gestein, das z. T. intensiv von Rissen und Klüften zerlegt ist. Erst im Mikroskop zeigt sich, daß Neubildungen von feinfilzigem, farblosem Chlorit den stark vorherrschenden Hauptgemengteil bilden. Die submikroskopischen bis mikroskopischen Chlorite bilden wirre Aggregate, stellenweise in intensiver Verwachsung mit den etwa gleichgroßen Hellglimmer-Schuppen. Von den Primärmineralen finden sich noch bis ca. 2 mm große Plagioklase, die randlich meist stark korrodiert sind, sowie Reste von Pyroxenen und

Amphibolen, die vorwiegend intensive Umwandlung (stellenweise starke Karbonatanreicherung) zeigen. Sowohl in den Chlorit-Hellglimmer-Aggregaten als auch am Rand und in Rissen der Primärminerale treten sehr häufig dunkelbraune bis opake Erzkörner und -schlieren auf.

In seinem äußeren Erscheinungsbild erinnert dieses mylonitische Gestein infolge seiner Härte und Sprödigkeit, aber auch aufgrund seiner Farbe, stark an den Kataklasit von Rörndlwies bei Harmannschlag.

Diorite mit der gleichen intensiven mechanischen Beanspruchung ziehen im Verlauf der Störungslinie noch weiter nach Nordosten und konnten auch im Gebiet des östlich anschließenden Kartenblattes 18 Weitra festgestellt werden.

Es bleibt noch zu erwähnen, daß am westlichen Blattrand eine Zerrüttungszone den NE-SW-Verlauf des Maltsch-Baches bestimmt, dem hier die Staatsgrenze folgt.

4. Junge Bedeckung

Die junge Bedeckung erreicht im Kartierungsgebiet nirgends größere Mächtigkeit, der Vollständigkeit halber soll aber doch an dieser Stelle kurz auf sie eingegangen werden.

Flächenmäßig am bedeutendsten unter den jungen Bedeckungen sind – abgesehen vom Verwitterungsmaterial der Granite, das sich in Form von Grus und Sand oder Blockströmen über dem festen Gestein befindet – einige stärker versumpfte Flächen, von welchen nur die ausgedehnteren in der Karte berücksichtigt wurden. Infolge entsprechender Boden- und Klimaverhältnisse ist es verschiedentlich auch zur Bildung von Mooren gekommen. Das bekannteste und ausgedehnteste ist die sog. „Große Heide“ südlich von Karlstift. Hier wurden früher auch große Mengen von Torfziegeln gewonnen, die infolge ihrer guten Qualität als Brennmaterial Verwendung fanden (R. HAUER, 1951). Heute ist auch dieser Abbau eingestellt. Detaillierte Angaben zu diesem Moor sowie auch zu einigen anderen aus dem Kartierungsgebiet finden sich im Beitrag von I. DRAXLER (siehe Kapitel 5).

Die Ablagerungen der Flüsse und Bäche sind flächenmäßig von untergeordneter Bedeutung, da die Gerinne meist ein starkes Gefälle aufweisen und kaum breitere Täler gebildet haben. Das gilt zum Großteil auch für die Lainsitz, die erst im Gebiet des östlich anschließenden Kartenblattes 18 Weitra im Becken von Gmünd Sedimente von größerer Mächtigkeit aufgeschüttet hat.

5. Moore

(I. DRAXLER*)

Für das Kartenblatt Großpertholz sind zahlreiche Hochmoorvorkommen kennzeichnend, die sich besonders auf den Freiwald und um Karlstift in Höhenlagen zwischen 900–1000 m konzentrieren. Ausschlaggebend für die begünstigte Hochmoorentwicklung sind die hohen Niederschläge (bis

*) Anschrift der Verfasserin: Dr. ILSE DRAXLER, Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23

1200 mm Jahressumme) und die niedrigen Temperaturwerte (6° Jahresdurchschnitt), das Bodenrelief mit den weiten abflußlosen Mulden und das nährstoffarme Substrat. Die Moore sind vielfach bereits oberflächlich an der standörtlich bedingten, charakteristischen Vegetation zu erkennen. Sie sind häufig mit einem Latschendickicht bestanden oder mit Birken und Rotföhren infolge zunehmender Austrocknung. In der Strauch- und Krautschicht dominieren Heidekraut, Heidelbeeren, Preiselbeeren, Rauschbeeren, Moosbeeren, Wollgras und die verschiedenen torfbildenden Bleichmoosarten. Die konvexe Wölbung der Oberfläche ist bei den größeren Hochmooren deutlich zu sehen.

Wegen der großen Anzahl der Moore, die den kristallinen Untergrund weitgehend bedecken, sind in erster Linie nur die bekannteren, ausgedehnteren Moore auf der geologischen Karte berücksichtigt. Geringmächtige Torflagen und Moorbildungen sind auch in den Wäldern verbreitet (z. B. Anglau, Rainau). Das weitere Vordringen der Moore kann nur durch Drainagierung verhindert werden.

In der Moorkartei sind auf diesem Kartenblatt gegen 100 Moore verzeichnet (für die Möglichkeit der Einsichtnahme im Bundesversuchsinstitut f. Kulturtechnik und Technische Bodenkunde in Petzenkirchen danke ich Herrn Dir. Dr. F. BLÜMEL und Herrn Ing. A. STRECHA). In dieser Kartei findet man Angaben über Ort, Meereshöhe, Moorart, Flußgebiet, Größe des Moores in ha, ev. über Torfgewinnung, bei manchen Mooren auch über die Mächtigkeit. Über das Alter und die Entstehung, sowie Tiefe und Aufbau der Moorprofile ist noch recht wenig bekannt.

Um wenigstens einige Angaben darüber zu erhalten, wurden in den meisten unten angeführten Mooren (Tab. 1) im zentralen Bereich mit einer Dachnowsky-Sonde von den untersten Torfab schnitten mit dem Übergang zur mineralischen Basis Proben entnommen und pollenanalytisch untersucht. Der Forstverwaltung in Karlstift vom Waldgut Pflaiderer und der Forstverwaltung Rosenhof ist für die Angaben über Moorvorkommen zu danken.

An der Basis der Moore liegen meist grobsandige, grusige Sedimente, die mit organischem Detritus vermengt sind. Über die Mächtigkeit der sandigen Verwitterungsschichten kann nichts ausgesagt werden, da der anstehende Fels bei den Sondierungen nicht erreicht wurde. Vorwiegend anorganische, sandige Sedimente waren an der Basis der Anglau (südlich Gugu) entlang eines Drainagegrabens ca. 50 cm mächtig aufgeschlossen. Sie führen eine kräuterreiche Pollenflora, die von Cyperaceen beherrscht wird und Zeigertypen einer offenen Pionierv egetation eines kalt-trockenen Klimaabschnittes enthält (Poaceen, *Artemisia*, *Helianthemum*, Chenopodiaceen, *Ephedra fragilis* Typ, *Ephedra distachya* Typ, *Armeria*), Baumpollen sind mit Föhre (wenige % Zirbe), Weide und Birke vertreten. Die vorwiegend anorganischen Sedimente gehen allmählich in Seggen, bzw. Seggen-Braunmoostorf über (siehe Tabelle), in dem der Mineralgehalt zunehmend abnimmt. Auch in diesen Pollenspektren sind noch die oben genannten Zeigertypen vertreten, vor allem *Artemisia*, die auf teilweise offene Vegetationsbestände hinweisen. Auch Zirbe ist noch vorhanden. Damit kann ausgesagt werden, daß die Entstehung vieler Moore bereits im Spätglazial eingesetzt hat, d. h. sie sind älter als 10 000 Jahre.

Da die grobkörnigen Sedimente für pollenanalytische Untersuchungen weniger geeignet sind und die von der lokalen Sumpfv egetation stammenden Cyperaceen die Vegetationsentwicklung überdecken, ist die Gliederung der basalen Abschnitte auch bei detaillierter Profiluntersu-

Bezeichnung	Ortsangabe und Lage	Höhe	Größe	Tiefe	Torfart an der Basis	Vegetation und Moorart	wirtschaftliche Nutzung	Alter der Entstehung
Lange Au D	S Sepplau	965 m	12 ha	4,5 m	Seggentorf, bei 3,5 m Übergang zu Hochmoortorf	Hochmoor mit Waldinseln		Spätglazial
Wirtsau D	S Pürstlingwirt	944 m	7 ha	3,2 m	Seggentorf	Hochmoor		
Durchschnittsau oder Damlatlerau K, D.	S Karlstift a. d. Straße Karlstift- Sandl	940 m	58 ha	6,7 m	Braunmoos- Seggentorf, ab 6 m Übergang zu Hochmoortorf	typisches Hochmoor, mit Waldinseln	NW oberflächlich Torfgewinnung für Torfmüll	Spätglazial
Spanschießlau K	S Karlstift N Durch- schnittsau	980 m	14 ha	4,6 m		heute weitgehend bewaldet		
Große Heide K	S Karlstift	940 m	58 ha	7 m		typisches Hochmoor im Urzustand		Anm.: Eine detaillierte Untersuchung von Moorprofilen z. Zt. bei Prof. KLAUS, Pal. Inst.
Habingerau	bei Reichenau	960 m	7 ha	4,4 m		Oberfläche z. T. trocken, Föhre, Birke	randlich Torfstich für Moorbädertorf von der Gem. Großpertholz	
Au P	E Nebelstein N Althütten	900 m	ca. 10 ha	3,6 m	Seggentorf	Hochmoor mit spitzkronigen baumförmigen Föhren	Torstich	Postglazial

Tab. 1: Zusammenstellung der größeren Moorkommen auf Blatt 17
Großpertholz

(D = Basis erprobt mit Dachnowsky-Sonde, P = Profil gebohrt mit großem Kammerbohrer, K = in der geologischen Karte verzeichnet)

Bezeichnung	Ortsangabe und Lage	Höhe	Größe	Tiefe	Torfort an der Basis	Vegetation und Moorart	wirtschaftliche Nutzung	Alter der Entstehung
Königsau D	SW Sandl bei Abzweigung Spörbichl	926 m	28 ha	4 m	Seggentorf	z. T. Hochmoor, z. T. bewaldet	ehem. Torfstich, Brenntorfgewinnung	Spätglazial
Lambartsau K, D	S Sandl W Güterweg Rindlberg	900 m	28,5 ha	1,3 m	Zwischenmoortorf	z. T. Hochmoor, z. T. bewaldet		Präboreal
Kronau D	SE Lambartsau	900 m	4 ha	1 m		Hochmoor	randlich Torfstich	
Hirschau K, D	N Liebenau	972 m	22,2 ha	4 m	Seggentorf	Hochmoor	ehem. Torfstich, z. T. drainagiert, zur Gewinnung landwirtschaftlich nutzbarer Flächen	
Grandlau K, D	Rosenhof, a. d. Straße Sandl, Karlstift	950 m	24 ha	3,7 m	Seggentorf mit Sphagnum, wenig zersetzt (pH 4,9)	typisches Hochmoor im Urzustand		Postglazial (frühestens Ende Präboreal)
Sepplau D	beim Sepplberg an der Staatsgrenze	1000 m	19 ha	8,3 m	Braunmoos- Seggentorf, wenig zersetzt pH 5, bei 7,3 m Übergang zu Sphagnumtorf	typisches Hochmoor im Urzustand		Spätglazial

chung nur schwer möglich, wie sich auch in Mooren aus anderen Teilen des Waldviertels gezeigt hat (P. PESCHKE, 1972, 1977; I. DRAXLER, 1977), mit Ausnahme vom Haslauer Moos (W. KLAUS, 1960).

Die Moore sind ähnlich wie das Tannermoor (S. BORTENSCHLAGER, 1969) nicht aus verlandeten Seen hervorgegangen, sondern als Versumpfungsmoore entstanden. Mit dem Auftreten von Sphagnumresten im Torf sinkt auch der Cyperaceengehalt der Pollenspektren, die Heliophyten verschwinden und Baumpollen von *Pinus* und *Betula* überwiegen, darauf folgen sehr bald Pollen einer anspruchsvolleren Gehölzvegetation mit *Picea*, Eichenmischwald, *Corylus*, so daß die Hochmoorbildung gegen Ende des Präboreals vor ca. 8800 Jahren eingesetzt haben dürfte.

Die wirtschaftliche Bedeutung der Torflager ist zur Zeit gering. Es sind Energievorräte für Krisenzeiten. Gerade die großen Hochmoore sind jedoch besonders schützenswerte Reste einer Urlandschaft, die auch Archive für die Vegetations- und Klimageschichte der letzten 10000 Jahre darstellen. Außerdem sind die Moore auch für den Wasserhaushalt eines Gebietes von Bedeutung.

Literatur

- BORTENSCHLAGER, S.: Pollenanalytische Untersuchung des Tannermooses im Mühlviertel, Oberösterreich. – Jb. d. oberöst. Musealver. Linz, 114, S. 261–271, Linz 1969.
- DRAXLER, I.: Die Hochmoore des Waldviertels. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1977, Waldviertel, Wien 1977.
- KLAUS, W.: Pollendiagramme der Moore des niederösterreichischen Waldviertels I. Das Haslauermoor. – 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.
- PESCHKE, P.: Pollenanalytische Untersuchungen im Waldviertel Niederösterreichs. – Flora, 161, S. 256–284, Jena 1972.
- PESCHKE, P.: Zur Vegetations- und Besiedlungsgeschichte des Waldviertels (Niederösterreich). – Mitt. Komm. Quartärforschung, Österr. Akad. Wiss., 2, 84 S., Wien 1977.
- POKORNY, A.: Vierter Bericht der Kommission zur Erforschung der Torfmoore Österreichs. – Verh. zool.-botan. Ges. IX, S. 81–92, Wien 1859.
- RIEDERER, K. & ZAILER, V.: Nachweis der Moore in Niederösterreich, Oberösterreich, Steiermark, Kärnten, Tirol. – Ztschr. f. Moorkultur u. Torfverwertung, 12, Wien 1911.

6. Geologischer Bau

Wie bereits in früheren Kapiteln erwähnt, liegt das Blatt Großpertholz im Westteil der Südböhmischen Tiefenmasse (Moldanubischer Pluton der tschechischen Geologen). Die Verteilung der Gesteine ist damit weitge-

Tab. 1 (Fortsetzung): Zusammenstellung der größeren Moorkommen auf Blatt 17 Großpertholz

(D = Basis erprobt mit Dachnowsky-Sonde, K = in der geologischen Karte verzeichnet)

hend durch magmatische Vorgänge bestimmt. Nur in der südwestlichen Blattecke reichen die variszisch geprägten Mischgneise des Mühlviertels noch in unser Gebiet. Sie streichen NW-SE und fallen mittelsteil bis steil gegen NE ein. Die beobachteten Faltenachsen folgen im wesentlichen der Streichrichtung. Auch die Weinsberger Granite in der Nachbarschaft der Gneise sind NW-SE eingeregelt und zeigen vorwiegend konkordante Kontakte zu den Gneisen. Der Bau entspricht hier somit weitgehend dem des westlichen Mühlviertels. Im östlichen und nördlichen Blattbereich hingegen ist der Weinsberger Granit weit massiger entwickelt. Er baut hier und noch betonter auf dem östlich anschließenden Blatt Weitra ausgedehnte Areale auf.

Eine breite, aus verschiedenen Feinkorngranittypen aufgebaute Zunge des Intrusivkörpers von Freistadt reicht von Westen her auf Blatt Großpertholz und quert die gesamte Blattbreite. Es handelt sich um eine diskordante Intrusion, die weder in ihrer inneren Struktur noch in ihrer äußeren Form tektonische Regelung erkennen läßt. Hybridtypen wie dioritische Partien oder die Porphyrg Granite treten in den Randbereichen des Intrusionskörpers auf. Dessen Begrenzungen sind teils schlicht, geradlinig (Nordgrenze), teils kompliziert, lappig-verzweigt (Südgrenze). Abgetrennte, kompliziert geformte, kleinere Durchschläge in der Umgebung der besprochenen Feinkorngranitintrusion sind Abspaltungen derselben und hängen wohl in der Tiefe mit dieser zusammen (z. B. Raum Wienau, Reichenau am Freiwalde). Die Intensität der Durchschwärmung des Nebengesteins durch Gänge ist recht unterschiedlich und wurde auf der Karte etwas schematisch dargestellt.

Im nördlichen Bereich des Blattes durchschlagen zwei größere Feinkorngranitkörper den Weinsberger Granit. Der größere findet sich westlich Hirschenwies im Hirschrücken und im Bergfeld, der kleinere erstreckt sich zwischen Harmanschlag und Maïßen.

Der jüngste Granit des Waldviertels, der Eisgarner Granit, baut im Raum Weitra weite Gebiete auf. Dieser Intrusivkörper reicht aber nur in den nordöstlichsten Blattbereich. Der Eisgarner Granit zeigt scharfe diskordante Kontakte gegen sämtliche angrenzende Gesteine und umschließt diese z. T. inselartig.

Überblickt man den gesamten südlichen Bereich der Böhmisches Masse (G. FUCHS & A. MATURA, 1976, Tafel 1), so ist eine Zonierung der variszischen Intrusiva zu erkennen (G. FUCHS, 1976). Die Eisgarner Granitstöcke reihen sich zu einem süd-konvexen Bogen, der aus dem Raume westlich Jihlava (Mähren) bis in den Bayerischen Wald (Saldenburg) reicht. An diesen Bogen schließen im Süden die Hauptvorkommen der Feinkorngranite und Diorite (Gmünder Bereich bis Hauzenberg). Noch weiter im Süden und Südosten schließlich liegt das ausgedehnte Weinsberger Granitgebiet (Gmünd bis Mühl-Zone). Diese Zonenabfolge entspricht der bekannten Altersreihung – älteste Intrusiva im Südosten, jüngste im Nordwesten – und wird mit anatektischen Vorgängen im Zusammenhang mit gewaltigen Unterschiebungen (Moldanubische Überschiebung) gesehen (G. FUCHS, 1976, S. 56–58).

Jünger als die variszischen magmatischen Ereignisse, die die Gesteinsverteilung unseres Gebietes so weitgehend bestimmt haben, sind Blockverstellungen an NNE-SSW-streichenden Störungslinien. Sie sind das augenfälligste bauliche Element des behandelten Blattes. Der Sinn der Versetzungen zeigt sich besonders deutlich im Bereich des

E-W-streichenden zentralen Feinkorngranitkörpers. Hier sind die östlichen Schollen um etwa 3 km gegen NNE versetzt.

Verfolgt man die Störungszonen, so sind diese häufig durch breite Mylonitstreifen und Verquarzungen markiert. Streckenweise jedoch fehlen sämtliche Spuren von Gesteinsveränderungen (z. B. an der Karlstift-Störung bei Schönberg; der Hirschenwies-Störung zwischen Schwarzaubach und Lainsitztal). Trotzdem ist wegen des Verstellungsbetrages (siehe oben) auch in diesen Bereichen anzunehmen, daß die Störung vorhanden ist. Weiters ist häufig zu beobachten, daß Nebenstörungen von den Hauptstörungen abzweigen und über größere oder kleinere Distanzen im Nebengestein fortsetzen: An der Karlstift-Störung bei Wultschau, Angelbach, Guguwald, Schöllerbruck und westlich Harrachstal; an der Hirschenwies-Störung nordöstlich von Sandl und nördlich von Hangenleithen. Diese Abspaltungen von Nebenstörungen, die Entwicklung breiter Mylonitstreifen oder das Fehlen jeder Nebengesteinsbeeinflussung scheinen aus dem Bewegungsmechanismus erklärbar: Offensichtlich wurden örtlich durch Nebenstörungen größere Gesteinskörper abgespalten. Wurden diese zwischen den angrenzenden Blöcken zermahlen, kam es zur Ausbildung breiter Mylonitzonen. An anderen Stellen, wo die Blöcke an glatter Störungsfläche aneinander vorbeiglitten, kam es anscheinend kaum zu Veränderungen im Nebengestein.

Betrachten wir die behandelten Störungen aus weiterer Sicht, so zeigt sich, daß sie Teil eines in der südlichen Böhmisches Masse sehr verbreiteten Systems von NE-SW-Störungen sind. Diesem System gehören an die Rodl-, Vitiser-, Isper-, und Diendorfer Störung. An den genannten tektonischen Linien zeigt sich derselbe Verstellungssinn, die Versetzungsbeiträge sind hingegen an diesen z. T. erheblich größer als an den Störungen des Blattes Großpertholz.

Hinsichtlich des Alters der genannten Störungen wird angenommen, daß sie spät-variszisch angelegt und alpidisch wiederbelebt wurden. Aus der Kartierung von Blatt Großpertholz ergab sich mangels von Bezugssteinen kein Altershinweis.

7. Nutzbare Gesteine

Aus dem Blattbereich sind bisher nur Granite und deren Verwitterungsgrus verwertet worden.

Im Nordteil des Blattes ist der Steinbruch der Forstverwaltung Weitra in Rörndlwies an der Straße von St. Martin zum Nebelstein von einiger Bedeutung. 1968 hatte der Steinbruch etwa folgende Ausmaße: 10 m Höhe, 20 m Breite und 35 m Tiefe. Abgebaut wird vorwiegend der Mylonit aus dem Feinkorngranit. Aufgrund tektonischer Bewegungen entlang der ausgeprägten NNE-SSW-verlaufenden Störungszone kam es hier zu einer intensiven Gesteinszertrümmerung. Offenbar durch damit in Zusammenhang stehende starke Quarzdurchtränkung entstand ein graugrünes, dichtes, sehr hartes und zähes Gestein, das im lokalen Bereich als Baumaterial – vor allem im Straßenbau – Verwendung findet.

In einem zweiten, allerdings noch kleineren (Ausmaße: 4 m Höhe, 8 m Breite, 15 m Tiefe) Steinbruch direkt an der Straße, die südlich vom Hirschrücken vom Schwarzauer Hof in die ČSSR führt, wurde früher einmal Feinkorngranit, u. zw. in der hybriden Ausbildung, abgebaut. Im Begehungszeitraum war der Betrieb bereits eingestellt.

In der Südhälfte des Blattes sind an größeren Steinbrüchen die des Steinwald, Weinbergholzes und Brüche um Spörbichl zu nennen, in welchen Feinkorngranit gebrochen wird. Im Plochwald, nordwestlich von Sandl, wird sehr kompakter Weinsberger Granit gewonnen. Die Großfeldspäte zeigen hier nicht die gewohnte idiomorphe Form, das Gestein ist „verfilzter“ und läßt sich dadurch besser bearbeiten als sonst. Es treten im Bruch auch Gänge von Feinkorngranit bis 6 m Mächtigkeit auf.

Im Guguwald wird mylonitischer, grün und rot verfärbter, eckig brechender Feinkorngranit gebrochen und für den Straßenbau verwendet.

Wesentlich intensiver als Steinbrüche werden dagegen Sand- und Kiesgruben betrieben. Für ihre Anlage hat sich die tiefgründige Verwitterung günstig ausgewirkt, da dadurch die Granite häufig mehrere Meter tief zu Grus zerlegt worden sind und ohne großen Kostenaufwand abgebaut werden können. Aus diesem Grund wurde sowohl im Weinsberger, als auch im Eisgarner und Feinkorngranit eine verhältnismäßig große Zahl kleiner bis mittlerer Sand- und Kiesgruben angelegt, die Baumaterial – allerdings meist auch nur für den unmittelbaren lokalen Bedarf – liefern.

8. Empfehlenswerte Exkursionspunkte

Die verschiedenen vom Weinsberger Granit migmatisierten Gneise sind entlang der von St. Oswald/Freistadt gegen Osten zur Holzmühle führenden Straße gut aufgeschlossen (besonders nach K 728).

Der Weinsberger Granit ist am Nebelstein (1017 m) und Brockenberg (1053 m bei Liebenau) typisch entwickelt. Im Steinbruch Plochwald (NW Sandl) steht eine etwas abweichende, „verfilzte“ Abart des Weinsberger Granits an, die aber für die Bearbeitung geeigneter ist als der Normaltyp.

Diorit ist am besten NW Harrachstal aufgeschlossen.

Feinkorngranite sind in den Brüchen Steinwald, des Weinbergholzes (nördlich der Bundesstraße Freistadt – Sandl, nordöstlich von K 890 m) und Obernschlag (westlich vom Gehöft Draxler, K 824 m am westlichen Blattrand) aufgeschlossen. Die Randfazies des Freistädter Granodiorit ist östlich St. Oswald/Freistadt vor der Straßenbrücke gut studierbar.

Der Eisgarner Granit ist vor allem im Bereich des Mandelsteins gut aufgeschlossen und entlang der Straße, die von Heinrichs b. Weitra über den Mandelstein nach Harbach führt, an zahlreichen Stellen zu beobachten.

Mylonitische Feinkorngranite werden im Steinbruch Guguwald und im kleinen Steinbruch der Forstverwaltung Weitra bei Rörndlwies am Fahrweg zum Nebelstein gebrochen.

Mylonite sind ebenfalls im Steinbruch von Rörndlwies sowie um Karlstift gut aufgeschlossen.

Quarzgänge, die in genetischem Zusammenhang mit den Störungen stehen, finden sich am Hirschrücken westlich und nordwestlich von Hirschenwies, wo auch zahlreiche Pingen Hinweise auf die früher in diesem Gebiet betriebenen Schürfungen geben.

Durch die Anlage neuer Wege und eines Aussichtsturmes ist von den Mooren derzeit die Große Heide sehr gut zugänglich; am besten ist sie von Karlstift aus zu erreichen.

9. Literaturverzeichnis

(Literatur des Einzelbeitrages „MOORE“ siehe dort)

- Bundesanstalt für Bodenforschung: Datierungsbericht Nr. 5/67 samt Nachträgen (unveröffentlicht). Zwischenbericht über K/Ar- und Rb/Sr-Datierungen von Gesteinen aus dem ostbayerisch-österreichischen Kristallin, H. R. v. GAERTNER, W. HARRE, H. KREUZER, H. LENZ und P. MÜLLER, Hannover 1967.
- ERICH, A.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Weitra (18) und Zwettl (19) in den Jahren 1966–1968. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1967–1969.
- FRASL, G.: Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspäten einiger Porphygranite, Porphygranitgneise und Augengneise Österreichs. – Jb. Geol. B.-A., 97, S. 71–132, Wien 1954.
- FRASL, G.: Berichte über Aufnahmen auf Blatt Steyregg (33) in den Jahren 1956–1959. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1957–1960.
- FRASL, G., FUCHS, G., KURZWEIL, H., THIELE, O., VOHRZYKA, K. u. E., ZIRKL, E. & SCHADLER, J.: Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich, 1:100.000. – Geol. B.-A., Wien 1965.
- FUCHS, G.: Zur Altersgliederung des Moldanubikums Oberösterreichs. – Verh. Geol. B.-A., S. 96–117, Wien 1962.
- FUCHS, G.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Wallern (3), Engelhartzell (13), Rohrbach (14), Leonfelden (15), Großpertholz (17), Weitra (18), Eferding (31) und Linz (32) in den Jahren 1959–1962, 1964–1965. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1960–1963, 1965–1966.
- FUCHS, G.: Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. – Jb. Geol. B.-A., 119, H. 1, S. 45–61, Wien 1976.
- FUCHS, G. & MATURA, A.: Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. – Jb. Geol. B.-A., 119, H. 1, S. 1–43, Wien 1976.
- FUCHS, G. & THIELE, O.: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. – 96 S., 1 Tf., 9 Abb., 3 Tab., Geol. B.-A., Wien 1968.
- GRABER, H. V.: Intrusionsfolge, Mischprodukte und Bewegungsvorgänge am Südrande der Böhmisches Masse. – Verh. Geol. B.-A., Nr. 7/8, S. 149–163, Wien 1936.
- GÜMBEL, C. W.: Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges oder des Bayerischen und Oberpfälzer Waldgebirges. – Justus Perthes Gotha 1868.
- HAUER, R.: Die Schotter auf der europäischen Hauptwasserscheide bei Kirchberg a. Walde – Schwarza (N. D.). – Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 82, S. 94–97, Wien 1939.
- HAUER, R.: Heimatkunde des Bezirkes Gmünd. – 436 S., Verlag der Stadtgemeinde; Kulturreferat Gmünd, 1951.
- HAUER, R.: Die Flußsysteme des n.-ö. Waldviertels. – 139 S., Verlag der Stadtgemeinde; Kulturreferat Gmünd, 1952.
- JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M., GRÖGLER, M. & SCHROLL, E.: Mineralalter granitischer Gesteine aus dem österreichischen Moldanubikum. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., 3. F., 10, S. 528–534, Wien 1965.
- KLOB, H.: Über das Vorkommen eines porphyrischen Granites im Raume Sandl – Karlstift – Liebenau bei Freistadt im oberösterreichischen Mühlviertel (Granit vom Typ „Karlstift“). – Tscherm. Min. Petr. Mitt., 3 F., 14, S. 311–323, Wien 1970.
- KLOB, H.: Der Freistädter Granodiorit im österreichischen Moldanubikum. – Verh. Geol. B.-A., H. 1, S. 98–142, Wien 1971.
- KÖHLER, A.: Eine Bemerkung über „Pfahschiefer“ aus dem niederösterreichischen Waldviertel. – Verh. Geol. B.-A., S. 118–123, Wien 1924.
- KÖHLER, A.: Zur Kenntnis der Ganggesteine im niederösterreichischen Waldviertel. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., 39, S. 125–303, Wien 1928.
- KÖHLER, A.: Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete. 1. Teil: Die petrographischen Verhältnisse. – Fortschr. Min. Krist. Petr., 25, S. 253–316, Berlin 1941.
- KURAT, G.: Der Weinsberger Granit im südlichen österreichischen Moldanubikum. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., 3. F., 9, S. 202–227, Wien 1965.

- LIPOLD, M. V.: Die krystallinischen Schiefer und Massengesteine in Nieder- und Oberösterreich nördlich der Donau. – Jb. Geol. R.-A., 3, S. 35–54, Wien 1852.
- OSTADAL, R.: Über den Quarzgang am Kalvarienberg bei Weitra, Niederösterreich. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., 37, S. 201–206, Wien 1926.
- OSTADAL, R.: Zur Intrusionsfolge im westlichen Waldviertel. – Verh. Geol. B.-A., S. 127–137, Wien 1931.
- PETERS, C.: Die Krystallinen Schiefer und Massengesteine im nordwestlichen Teil von Oberösterreich. – Jb. KK. Geol. R. A., 73, S. 232–264, Wien 1853.
- RICHTER, W.: Petrologische Untersuchungen am Mauthausner Granit im österreichischen Moldanubikum. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., 3. F., 10, S. 265–296, Wien 1965.
- RICHTER, W.: Ergebnisse der mineralogisch-petrographischen Neuuntersuchungen an Graniten des österreichischen Moldanubikums. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., 3. F., 13, S. 306–308, Wien 1969.
- SCHADLER, J.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75.000, Blatt Linz-Eferding (4652). – Geol. B.-A., Wien 1952.
- SCHARBERT, S.: Mineralbestand und Genesis des Eisgarner Granits im niederösterreichischen Waldviertel. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., 3. F., 11, S. 388–412, Wien 1966.
- SCHWAIGHOFER, B.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Großpertholz (17), Weitra (18) und Zwettl (19) in den Jahren 1966, 1968–1972. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1967, 1969 bis 1973.
- SIGMUND, A.: Die Minerale Niederösterreichs. – 247 S., 11 Abb., 2. Auflage, Verlag F. Deuticke, Wien 1937.
- SVOBODA, J. et al.: Regional Geology of Czechoslovakia. Part 1: The Bohemian Massif. – 668 S., Geol. Surv. Czechoslovakia, Prag 1966.
- THIELE, O.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Großsiegharts (7), Zwettl (19), Perg (34) und Königswiesen (35) in den Jahren 1965–1973. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1966–1974.
- WALDMANN, L.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Gmünd – Litschau (4454), Freistadt (4553), Zwettl (4554) und Ottenschlag (4654) in den Jahren 1929, 1936 und 1938. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1930, 1937 und 1939.
- WALDMANN, L.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75.000, Blatt Litschau – Gmünd (4454). – Geol. B.-A., Wien 1950.
- WALDMANN, L.: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. – In: F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich, 2. Aufl., S. 1–105, Verl. Deuticke, Wien 1951.
- ZIPPE, F. X. M.: in SOMMER: Das Königreich Böhmen. – Prag 1833–1839.
- ZIRKL, E.: Bericht 1959 über Aufnahmen auf Blatt 16, Freistadt, O.Ö. – Verh. Geol. B.-A., S. A 97–98, Wien 1960.
- ZOUBEK, V. et al: Tectonic Development of Czechoslovakia (Collected papers and the tectonic Map 1:1.000.000). – 226 S., Nakladatelství Československé Akademie Věd, Prag 1960.