

- FUCHS, G.: Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Gebietes Granatspitze—Großvenediger (Hohe Tauern). — *Jahrb. Geol. B.-A.* 1958, Bd. 101, H. 2, S. 202—248.
- FUCHS, G.: Über ein pyroklastisches Gestein aus der Granatspitzhülle (Hohe Tauern). — *Verh. Geol. B.-A.* 1959, H. 2, S. 145—148.
- KARL, F.: Der derzeitige Stand B-achsialer Gefügeanalysen in den Ostalpen. — *Jahrb. Geol. B.-A.* 1954, S. 135—155.
- KARL, F.: Vergleichende Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalitgraniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. — *Jahrb. Geol. B.-A.* 1959, Bd. 102, H. 1, S. 1—192.
- KOBER, L.: Der Geologische Aufbau Österreichs. — Verlag Julius Springer, Wien 1938.
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. — Verlag Deuticke, Wien 1955.
- SCHMIDEGG, O.: Geologische Übersicht der Venediger-Gruppe (nach dem derzeitigen Stand der Aufnahmen von F. KARL und O. SCHMIDEGG). — *Verh. Geol. B.-A.* 1961, H. 1, S. 35—56.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentral-alpinen Mesozoikums. — *Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustudenten Wien*, Bd. 10, Wien 1959, S. 3—63.
- TOLLMANN, A.: Vom Bau der Alpen. — *Universum Natur und Technik*, 16. Jahrg., 1961, H. 15/16, S. 439—445.

## Zur Altersgliederung des Moldanubikums Oberösterreichs

Von G. FUCHS

Mit einer geologischen Karte auf Tafel 2.

### Inhalt:

Einleitung	96
I. Vorvariskisches Kristallin	97
II. Variskisch geprägte Gesteine	100
1. Variskische Regionalmetamorphose und Bildung des Weinsberger Granites	101
2. Die Gabbrodiorite und Diorite	103
a) Diorit (Typ I)	104
b) Diorit (Typ II)	105
3. Gruppe der Feinkorngranite	109
4. Eisgarner Granit	111
5. Störungen	112
6. Dioritporphyrite	112
Zusammenfassung und Übersicht	113
Literaturhinweise	115

### Einleitung

In den letzten Jahren wurde zur Erstellung der Übersichtskarte des Mühlviertels der größte Teil des oberösterreichischen Moldanubikums geologisch kartiert. Die Bearbeitung eines so weiträumigen Gebietes war nur einer Arbeitsgruppe von mehreren Geologen möglich. G. FRASL kartierte Blatt Steyregg (33), E. ZIRKL und H. KURZWEIL Blatt Freistadt (16), K. und E. VOHRZYKA Blatt Leonfelden (15), G. FUCHS die Blätter Rohrbach (14) und Engelhartzell (13) (nördlich der Donau) und O. THIELE die Blätter Passau (12), Engelhartzell (13) (südlich der Donau), Schärding (29) und Neuhaus (30).

Bisher fehlten vom Kristallin des Mühlviertels moderne, zusammenhängende geologische Karten. Eine Ausnahme stellte Blatt Linz-Eferding dar, welches von J. SCHADLER in den dreißiger Jahren aufgenommen wurde.

Es ist daher nicht verwunderlich, daß die neuen, weiträumigen Kartierungen Ergebnisse lieferten, die mit dem bisher allgemein anerkannten Zeitschema (V. H. GRABER, 1936 und 1956; L. WALDMANN, 1951) nicht ganz in Einklang zu bringen sind.

Es soll daher nach Abschluß der mehrjährigen Feldarbeit bereits jetzt auf neue Ergebnisse und sich daraus ableitende neue Gesichtspunkte hingewiesen werden, obwohl die petrographische Bearbeitung noch nicht abgeschlossen ist.

Da wir uns in der vorliegenden Arbeit hauptsächlich auf Beobachtungen aus unserem Aufnahmegebiet stützen, sei eine vereinfachte Karte von Blatt Rohrbach und Engelhartzell beigelegt.

Zum Vergleich wurden die Gebiete der einzelnen Bearbeiter in einer gemeinsamen Exkursion befahren. 1960 hatte ich die Möglichkeit, an einer Exkursion des Institutes für Gesteinskunde der Universität München unter der Leitung von Prof. G. FISCHER teilzunehmen<sup>1)</sup>. Diese Exkursion führte durch den an mein Arbeitsgebiet im W anschließenden Bayerischen Wald und machte mich mit den Ansichten der bayerischen Kollegen bekannt. Zur Klärung der Altersfrage der Diorite wurde Dornach b. Grein sowie eine Reihe der von L. WALDMANN beschriebenen Dioritvorkommen des niederösterreichischen Waldviertels besucht.

Ausgehend vom nordwestlichen Mühlviertel, unserem eigentlichen Arbeitsgebiet, werden im folgenden die sich ergebenden allgemeinen Fragen bezüglich der Altersgliederung des Moldanubikums erörtert werden.

## I. Vorvariskisches Kristallin

Während man im Waldviertel östlich der großen Granitmassive einen guten Einblick in den prävariskischen Stoffbestand nehmen kann, finden wir im Moldanubikum Oberösterreichs nur spärliche Reste davon. Die Ursache hierfür ist in der äußerst intensiven variskischen Regionalmetamorphose zu suchen, die den Altbestand weitgehend migmatisiert und granitisiert hat.

Die variskische Orogenese fand ein bereits metamorphes Grundgebirge vor. Dessen verschont gebliebene Reste sind vor allem im Böhmerwald im Bereiche Schwarzenberg—Holzschlag und NE von Aigen gut studierbar. Ebenfalls relativ wenig nachträglich umkristallisiert sind die Schiefergneise der Umgebung von Haslach. Perlgneise mit häufigen Relikten des vorvariskischen Gesteinsbestandes finden sich an der deutschen Grenze bei Stift am Grenzbach und W von Kollerschlag, weiters im Gebiet zwischen Ameisberg und Pfarrkirchen.

In diesem älteren Komplex überwiegen mehr oder weniger biotitreiche Paragneise (Schiefergneise), die häufig Silimanit, Cordierit und Granat führen. Quarzreiche Paragneis- bis Quarzitlagen sind nicht selten eingeschaltet. Der lagenweise Wechsel dunklerer, biotitreicher und hellerer Lagen ist sedimentär bedingt. Häufig finden sich Schollen von Kalksilikafels.

In dieser typischen Paragesteinserie sind NE vom Bärenstein sowie im Gebiete um Holzschlag vorvariskische Orthogneise eingeschaltet (siehe auch V. H. GRABER, 1932, 1936, 1956). Es handelt sich um helle, stark geflaserte und geschieferte Gesteine, die reichlich Plagioklas (Albit-Oligoklas), Mikroclin

<sup>1)</sup> Für die liebenswürdige Führung möchte ich Herrn Prof. Dr. G. FISCHER sowie den übrigen bayrischen Fachkollegen, die an der Exkursion teilgenommen haben, meinen herzlichsten Dank sagen.

und Quarz, untergeordnet Glimmer, Sillimanit und Granat enthalten. An tektonisch wenig beanspruchten Stellen haben sich noch granitische Partien erhalten.

Bei Holzschlag bilden diese Orthogneise z. T. Lagen und konkordante Einschaltungen in den Paragneisen.

Vereinzelt war eine aplitische Durchtränkung und Migmatisation der Paragneise zu beobachten. Eine räumliche Abhängigkeit dieser nicht weit reichenden Migmatisation von der Nähe der Orthogneise war nicht feststellbar. Solche Bildungen fanden sich oft weit entfernt von Orthogneiseinschaltungen. Altersmäßig gehören sie jedoch wahrscheinlich demselben Zyklus an wie die Orthogneise (siehe unten).

Amphibolite spielen entgegen sich findenden Literaturangaben (WALDMANN, 1951, S. 78) im westlichen Mühlviertel keine Rolle. Diese seltenen, geringmächtigen und daher kartenmäßig schwer ausscheidbaren Gesteine finden sich vor allem in Gebieten, die von der variskischen Migmatisation ziemlich verschont geblieben sind. Sie gehören daher altersmäßig wohl ebenfalls dem vorvariskischen Komplex an (L. WALDMANN, 1927, 1951; V. H. GRABER, 1936).

Dasselbe gilt auch für die ebenfalls meist bescheidenen Graphitvorkommen, die sich in Zonen mit fehlender bzw. schwacher Perlgneisbildung finden (W. Klaffer, ENE Aigen, W. Kollerschlag).

Hier ist auch die Serie von Herzogsdorf zu nennen (Blatt Linz-Eferding). SCHADLER (1937) beschreibt aus dieser Zone u. a. „Kalksilikargesteine mit Graphit, pegmatitische Intrusivbreccien mit großstückigem Amphibolit und Schiefergneis“ und 1938 Dolomitmarmor, dolomitischen Ophikalzit, Marmore, Kalksilikatskarne, Hornblendepegmatit und Graphitschiefer.

Bei der Neukartierung dieser Zone im Sommer 1961 mußte der Verfasser feststellen, daß Marmore und Kalksilikatfelse keineswegs die Bedeutung haben, wie auf Blatt Linz-Eferding dargestellt ist. Dagegen haben Pyroxen-Hornblendenknollen-führende, graue kalifeldsparreiche Pegmatoide große Verbreitung. Eine Beschreibung dieser neukartierten Serie sowie deren genetische Deutung soll erst nach der petrographischen Bearbeitung des Materials gegeben werden.

Es muß betont werden, daß der Paragneiskomplex samt seinen Orthogesteins-einlagerungen in deutlichem Gegensatz zu den Mischgneisen der jungen variskischen Granite steht. Die Mineralvergesellschaftung Sillimanit—Granat—Cordierit ist den Perl- und Grobkorngneisen fremd. Lediglich Cordierit kommt in schwach migmatisierten Perlgneisen vor. Meist ist er jedoch pseudomorph in ein feinfilziges Hellglimmergemenge umgewandelt. Etwas anders verhält sich der Cordierit in den Perlgneisen des Sauwaldes und im Gebiet um Linz. Diese sind aber nicht mit den Perlgneisen der an Weinsberger Granit reichen Zonen nördlich der Donau zu vergleichen. Auf diesen Gegensatz machte bereits V. H. GRABER (1929, S. 255) aufmerksam.

Die metamorphe Prägung der Para- und Orthogneise erfolgte unter den Bedingungen der Amphibolitfazies. Die angetroffenen Mineralparagenesen weisen auf Bedingungen der Sillimanit-Almandin-Subfazies im Sinne von F. J. TURNER und J. VERHOOGEN (1951). Die Kristallisation erfolgte synkinematisch (Sillimanit, Granat, Biotit), während der Cordierit als Antistressmineral vermutlich unter bereits abflauernder Durchbewegung entstanden ist. Durch ihre Mineralfazies bilden die oben besprochenen Gesteine eine Einheit gegenüber den variskischen Gneisen und Graniten. Das Wachstum des Cordierits darf keinesfalls ursächlich

mit der Einwirkung der variskischen Granite in Beziehung gebracht werden (L. WALDMANN, 1930 a, S. 186). Gelangen Schiefergneise in den Einfluß der jungen Granite (Übergang in Perlgneise), so verschwinden auch die alten Mineralparagenesen. Das Auftreten von Cordierit steht in keiner räumlichen Beziehung zur Nähe größerer Granitstöcke. Hingegen ist die Ausbildung des Gesteines von Bedeutung: in den fein- bis mittelkörnigen Schiefergneisen ist er häufig, während er so wie Sillimanit und Granat in den variskisch stärker umkristallisierten Perl- und Grobkorngneisen verschwindet. Die obigen Betrachtungen wurden in unserem Gebiet festgestellt, dieses steht vorwiegend unter dem granitisierenden Einfluß des Weinsberger Granites. Andere Verhältnisse finden wir in der weiter südlich gelegenen Zone des Sauwaldes (vgl. V. H. GRABER, 1929, S. 255).

Es ist ebenfalls nicht möglich, die Entstehung der Cordieritgneise der Umgebung von Aigen aus den Zweiglimmerschiefern von Hohenfurth auf den Einfluß des Weinsberger und Mauthausener Granits zurückzuführen (WALDMANN, 1951, S. 80). Der Übergangsbereich liegt jenseits der Staatsgrenze gegen die ČSSR, ist also derzeit nicht zugänglich. Bei der Kartierung der so zahlreichen Weinsberger und Mauthausener Granitmassive zeigte es sich, daß unter dem Einfluß der Granite nicht Paragneise von der Art der Cordierit-Sillimanitgneise entstehen, sondern daß diese in Perl- und Grobkorngneise umgewandelt werden. Gegen die Deutung der Paragneise als Zwischenglied bei der Umwandlung von Glimmerschiefer zu Perlgneis spricht die Tatsache, daß die Paragneise und Glimmerschiefer ihre metamorphe Prägung unter anderen tektonischen Bedingungen erhielten als die Perl- und Grobkorngneise und die Granite.

Im Böhmerwald, wo wir noch den zusammenhängendsten und besterhaltenen Schiefergneisozonen begegnen, fanden sich ältere SSW- bis SW-fallende B-Achsen, die durch jüngere variskische W—E- bis ESE-Achsen überprägt werden. Die s-Flächen fallen teils nach S (variskisch), teils nach SE ein (vorvariskisch?). Die älteren SW-Achsen waren gefügeprägend unter Bedingungen der Sillimanit-Almandin-Subfazies. Der ältere Komplex hebt sich also nicht bloß durch eigenen Stoffbestand, metamorphe Fazies, sondern auch durch eigenen Bau von den jüngeren, variskisch geprägten Gesteinen ab.

In dem nördlich anschließenden böhmischen Gebiet finden wir diesen älteren präkambrischen Bau gut erhalten. Es ist daher verständlich, wenn die tschechischen Geologen M. MASKA und V. ZOUBEK (1960, siehe Karte S. 20) im Moldanubikum ein konsolidiertes Zwischengebirge der variskischen Orogenese sehen. Der NE—SW-streichende Bau verrät sich schon im Kartenbild aus dem Verlauf der Marmor- und Graphitzüge von Krumau. Nach Gesteinsvergesellschaftung und tektonischer Formung, wie sie L. WALDMANN, 1951, zusammenfassend beschreibt, läßt sich das südböhmische Gebiet gut mit dem östlichen Waldviertel vergleichen.

Weiter im S, im Böhmerwald, wird der ältere NE—SW-Bau vom jüngeren, hier E—W-streichenden, variskischen Bauplan überprägt und stofflich umgewandelt.

S der Pfahlstörung betreten wir ein in variskischer Zeit vollständig aktiviertes und remobilisiertes Gebiet. In dieser nach NW—SE-Achsen geprägten Zone finden wir vom älteren Stoffbestand nur spärliche Überreste, diese sind meist in die variskische NW—SE-Richtung eingeregelt. Diese variskisch äußerst intensiv durchbewegte Zone setzt vom Mühlviertel durch den Bayerischen Wald weiter nach NW fort.

Die Ergebnisse der in diesem Gebiet arbeitenden bayerischen Geologen stimmen recht gut mit den Beobachtungen aus dem von uns bearbeiteten Bereich überein (G. FISCHER, 1938, 1959; W. SCHREYER, 1957; u. a.). Eine ältere Orogenese I schuf einen alpinotypen N- bis NNE-streichenden Faltenbau. Die Sedimente und die basischen Effusiva wurden in Phyllite bis Glimmerschiefer mit Granat und Disthen bzw. in Amphibolite umgewandelt. Ein späterer Akt derselben Orogenese schuf die Sillimanit-Cordierit-Gneise (G. FISCHER, 1959, S. 6). Noch jünger erfolgte eine Migmatisation der Gneise. Dieser ältere Bau wird durch die variskische Orogenese (II) unter Perlgneisbildung zu einem NW—SE-streichenden Bau umgeschliffen.

Im östlichen Moldanubikum, im Waldviertel, konnte L. WALDMANN bereits 1927 einen älteren, in mehreren Phasen entstandenen Stoffbestand erkennen. Der Stauroolith-Disthen-Phase L. WALDMANN'S (1951) entsprechen wohl die Granat-Disthen-Glimmerschiefer der bayerischen Geologen, der Granat-Sillimanit-bildenden Phase, die Cordierit-Sillimanit-Gneise. Im Gegensatz zu G. FISCHER (1959) betrachtet L. WALDMANN diese beiden metamorphen Prägungen jedoch als zeitlich weit auseinanderliegende Ereignisse, da dazwischen eine tiefe Abtragung des Gebietes erfolgt sein soll (1951, S. 54).

In Anlehnung an die WALDMANN'SCHE Gliederung von 1927 stuft V. H. GRABER (1936) die Gesteine des Mühlviertels und Südböhmens in einzelne Phasen ein. Die in diesem Abschnitt besprochenen vorvariskischen Gesteine erhielten ihre Prägung durch die vorgranitische Hauptphase (V. H. GRABER, 1936). Die vorvariskischen Orthogesteine des Böhmerwaldes waren z. T. V. H. GRABER bereits bekannt und er verglich sie mit den Gföhler Gneisen des Waldviertels (1936, S. 151; 1956). Der Verfasser, dem die Gföhler Gneise vom Waldviertel her bekannt sind, kann sich diesem Vergleich nur voll anschließen.

Es war uns nicht möglich, den vorvariskischen Komplex mineralfaziell in mehrere verschiedenalterige Phasen unterzugliedern, wie dies L. WALDMANN (1927) einerseits, die bayrischen Geologen (G. FISCHER, G. VOLL u. a.) andererseits durchführen konnten. Dies erklärt sich aber durch die geringe Verbreitung des älteren Gesteinskomplexes in unserem Gebiet. Die Gesteine unseres Raumes erhielten ihre stoffliche Prägung unter Bedingungen, die am ehesten während der Bildungszeit der Gföhler Gneise (Mineralvergesellschaftung Granat-Sillimanit) gegeben waren. L. WALDMANN betont, daß der größte Teil der moldanubischen Gesteine seinen heutigen Mineralbestand dieser Phase verdankt (1951, S. 54). 1944 stellt L. WALDMANN die Gebirgsbildung, in deren Verlauf die Gföhler Gneise und Zweiglimmergranitgneise gebildet wurden, ins obere Proterozoikum.

In Bayern entsprechen unseren Gesteinen die Sillimanit-Cordierit-Gneise (G. FISCHER, 1959, S. 6). So wie die bayerischen Geologen (G. FISCHER, W. SCHREYER, G. VOLL) sind auch wir der Ansicht, daß wegen des gänzlich anderen Beanspruchungsplanes die Prägung der genannten Gesteine nichts mit der variskischen Orogenese zu tun hat. Tektonisch und stofflich bilden die besprochenen Gesteine eine Einheit gegenüber den in variskischer Zeit nach NW—SE-streichenden Achsen geprägten Gneisen und Graniten.

## II. Variskisch geprägte Gesteine

Der oben besprochene vorvariskische Gesteinskomplex wurde im Zuge der variskischen Orogenese weitgehend umkristallisiert und granitisiert. Gleichzeitig erfolgte die tektonische Einregelung in den NW—SE-streichenden Bauplan.

## 1. Variskische Regionalmetamorphose und Bildung des Weinsberger Granits<sup>2)</sup>.

Die variskische Umkristallisation führte in den Schiefergneisen zu einem Un deutlich werden und zur schrittweisen Auflösung des präexisten ten Parallelgefüges. Der Wechsel von helleren und dunkleren Lagen, Kleinfältelungen usw. lösten sich nach und nach auf, Kalksilikatschollen werden seltener, das Gestein wird immer einheitlicher. Das Endprodukt dieser fortschreitenden Homogenisierung sind die einförmigen Perlgn eise. Der Name, der auf GÜMBEL zurückgeht, wird auch heute noch viel verwendet. Er berücksichtigt die sehr typische Struktur dieser Gesteine. Die rundlichen (1 bis 2 mm Durchmesser besitzenden) Feldspate drängen die Biotite zur Seite. Im Querbruch erscheinen die Feldspatkörner als „Perlen“, oft dicht aneinandergedrängt, wodurch das Gestein ein massigeres Aussehen erhält.

Bei fortschreitender Perlgn eisebildung verschwinden die für die Schiefergneise typischen Minerale Granat, Sillimanit und Cordierit. Filzige Hellglimmerhaufen als Pseudomorphosen nach letzterem Mineral halten sich am längsten. Die obigen Beobachtungen stammen aus Weinsberger Granit-reichen Zonen, sie sind nicht auf die Gebiete S der Donau (vgl. O. THIELE) und E der Rodl (vgl. J. SCHADLER) zu übertragen.

Für den kartierenden Geologen ist die Grenzziehung zwischen Schiefergneis und Perlgn eise ein schwieriges Problem, da es sich um einen fließenden Übergang handelt. Der Verfasser fand, daß die Grenze am besten dort zu ziehen ist, wo die stofflichen Inhomogenitäten und die Strukturen der Schiefergneise verschwinden und sich auflösen.

Weit größere Verbreitung als die Perlgn eise haben in unserem Gebiet die Grobkorn gn eise<sup>3)</sup>. Sie sind grobkörniger und führen einzelne größere Kalifeldspatporphyroblasten. Der Mineralbestand ist ähnlich demjenigen der Perlgn eise: Oligoklas bis saurer Andesin, Kalifeldspat, Quarz, Biotit, manchmal Hornblende. Der Kalifeldspat spielt in ihnen eine größere Rolle als in den Perlgn eisen, besonders in Typen mit großen (oft mehrere cm langen) und zahlre ichen Kalifeldspatgroßindividuen. Es erfolgt so ein lückenloser Übergang vom Perlgn eise über den Grobkorn gn eise zum Weinsberger Granit. Die mittel- bis grobkörnige Grobkorn gn eisegrundmasse tritt mehr und mehr zurück, die Kalifeldspatgroßindividuen liegen enger beieinander. Es ist unmöglich anzugeben, wo der Grobkorn gn eise aufhört und der Granit anfängt. V. H. GRABER hat in seinen zahlreichen Veröffentlichungen immer wieder auf solche Übergänge aufmerksam gemacht. Er sprach von „austönenden Lagergängen“.

Ebenso wies A. KÖHLER (1941, 1948) auf die starke Hybridität großer Teile der Weinsberger Massive und auf Übergänge zu den umgebenden Gesteinen hin (z. B. Landshag).

Die obigen Beobachtungen können auf Grund der Neubearbeitung des westlichen Mühlviertels nur im vollen Umfange bestätigt werden.

Der Übergang älterer Paragneise über Perl- und Grobkorn gn eise in echten

<sup>2)</sup> Dieser entspricht dem Altkristallgranit (V. H. GRABER) bzw. dem Kristallgranit I der jetzt arbeitenden bayerischen Geologen. Der Name Weinsberger Granit wurde von L. WALDMANN vorgeschlagen (1938).

<sup>3)</sup> Dieser Name wird statt des 1960 verwendeten Begriffes Körnlgneise gebraucht. Vgl. G. FUCHS, 1961.

Weinsberger Granit ist an verschiedenen Punkten feldgeologisch eindeutig nachweisbar. Während die Perlgneise ihre Entstehung wohl in der Hauptsache der Umkristallisation und Homogenisierung älterer Paragneise verdanken, muß bei der Bildung der Grobkorngneise Stoffzufuhr eine bedeutende Rolle gespielt haben. Das Wachstum der Kalifeldspatgroßindividuen, die in ihrer äußeren Tracht den großen Kalifeldspaten der Weinsberger Granite vollkommen gleichen und die in Annäherung an den Granit sich häufen und an Größe zunehmen (normale Länge in den Grobkorngneisen 1—4 cm gegen den Granit zu 6—10 cm), stand ohne Zweifel mit der Bildung der Weinsberger Granitmasse in genetischem Zusammenhang.

Bezüglich der Frage nach der Entstehung der Weinsberger Granite sind folgende Beobachtungen zu berücksichtigen:

1. Die Bildung des Weinsberger Granites war verbunden mit einer weitreichenden Migmatisation und Granitisation der Umgebung. Der Granit selbst zeigt durch basische Schlieren- und Scholleneinschlüsse des Nebengesteins an zahlreichen Stellen seine Hybridität (V. H. GRABER, 1936 u.a.o.; A. KÖHLER, 1941, 1948; G. FUCHS, 1960).

2. Trotz dieser Anzeichen gesteigerten Stoffaustausches kann die Bildung des Weinsberger Granits nicht im Sinne des Transformismus durch Ichorese, Jonenwanderung auf mehr oder weniger „trockenem“ Wege erfolgt sein. Dies zeigt die Ausbildung der bis zu 12 cm langen dicktafeligen Kalifeldspate mit ihren geregelten Plagioklaseinschlüssen und ihrem deutlichen Zonarbau (G. FRASL, 1954, G. FISCHER, 1957). Die Struktur des Gesteins sowie gedrehte Gneisschollen sprechen dafür, daß die Hauptmasse der Weinsberger Granite echte Schmelzflußgranite sind. Dies bedeutet nicht Entstehung durch gravitative Kristallisationsdifferenziation aus einem juvenilen Magma. Gegen diese Deutung spricht eine Reihe von Gründen, worauf in dieser Arbeit noch später eingegangen wird. In den Grobkorngneisen finden sich ebenfalls noch Anzeichen, die für Bildung in wenigstens teilweise verflüssigtem Zustand sprechen, doch überwiegen hier bereits kristalloblastische Merkmale. Am einen Ende der Übergangsreihe im Weinsberger Granit müssen wir Kristallisation in einem Schmelzfluß annehmen, während das Gefüge der Perl- und Grobkorngneise für Kristalloblastese in festem bis teilweise festem Bildungsmilieu spricht. Ebenso schwierig wie die Frage nach der mengenmäßigen Beteiligung von Paläo- und Neosom in Granitisationsprodukten ist die Frage, wo die Grenze zwischen fest und flüssig liegt.

In diesem Zusammenhang sind auch die Beobachtungen von G. FISCHER (1959) aus dem Bayerischen Wald von Interesse. Der Kristallgranit, der unserem Weinsberger Granit entspricht, zeigt gegenüber den Gneisen oft gegensätzliches Verhalten. Man findet scharfe Kontakte mit riesigen Intrusivbrekzien und diskordante Gänge des Kristallgranits im Gneis, andererseits fließende Übergänge zum Gneis durch Aufsprossen großer Kalifeldspate, so daß man an „in-situ Granitisation“ denken könnte. Erstere Kontaktverhältnisse herrschen mehr im NW, während im SE, also gegen das Mühlviertel zu, die Granitisationserscheinungen überwiegen. G. FISCHER denkt weniger an verschiedenen alte Granitintrusionen, sondern eher an Aufschlüsse in verschiedenen Krustenniveaus, die Einblick geben in verschiedene Stadien der Geschichte ein und desselben Granits. Demnach fände man im SE des Bayerischen Waldes, also in den unserem Gebiet nächstgelegenen Teilen, ein tieferes Stockwerk der variskischen Orogenese vor.

Die weiträumigen Granitisationen des westlichen Mühlviertels fügen sich gut in dieses Bild ein.

3. Nicht nur einzelne Zungen, sondern auch große Massive von Weinsberger Granit sind in der gleichen Weise in den variskischen NW—SE-streichenden Bau eingeregelt wie die Perl- und Grobkorngneise. Auch im Innenbau der Massive ist das Parallelgefüge meist deutlich ausgebildet. Es ist konkordant zu den Strukturen der umgebenden Gneise (vgl. G. FISCHER, 1959, S. 13). Die Intrusionen und Granitisationshöfe des Weinsberger Granites wurden von der Durchbewegung noch mit erfaßt. Dies zeigen Stellen, an denen Schiefergneise unter Auskeilen der verschiedenen Mischgesteine fast direkt an Weinsberger Granit angrenzen (G. FUCHS, 1960).

Der Verfasser vertritt daher die Ansicht, daß die Weinsberger Granite synorogen in den variskischen Bau intrudierten. Damit dürfte der Höhepunkt der variskischen Regionalmetamorphose erreicht worden sein, wie die weite Verbreitung der Weinsberger-Mischgneise zeigt. Es herrschten Bedingungen der Amphibolitfazies, die aber durch die weitreichende Feldspatmetablastese ihren eigenartigen Charakter erhält. Aus den verschiedenen älteren Gesteinen entstehen die einförmigen Serien der Perl- und Grobkorngneise, in denen die Mineralvergesellschaftung Mikrolin-Plagioklas (Oligoklas-Andesin)—Quarz—Biotit—( $\pm$  Hornblende,  $\pm$  Pyroxen) stabil ist.

Die Art, wie die älteren Schiefergneisstrukturen sich auflösen und verschwimmen, spricht unserer Meinung nach für Umkristallisation und Homogenisierung unter dem Einfluß der höheren Temperaturen während der variskischen Regionalmetamorphose und des synorogenen Granitaufstieges. Die deutliche Gefügeregelung zeigt zwar, daß diese Vorgänge unter Durchbewegung erfolgten, doch fehlen in unserem Gebiete Hinweise auf „Tiefenblastomylonitisation“ im Sinne von G. FISCHER und der Münchner Petrographenschule. Nach diesen beruht die Homogenisierung auf der mechanischen Durchmischung und erst im Anschluß daran erfolgte unter gesteigerten Temperaturen die Kristalloblastese, die die heutigen Perlgneise schuf.

## 2. Die Gabbrodiorite und Diorite

Während sich die besprochenen Gesteine bezüglich ihrer relativen Altersfolge gut in das bisher allgemein anerkannte Bild (L. WALDMANN 1927, 1944, 1951; V. H. GRABER, 1936, 1956; A. KÖHLER, 1941) einfügen lassen, ergaben sich bei dieser Gruppe von Gesteinen aus den feldgeologischen Beobachtungen bald ernste Bedenken gegen das bisherige Altersschema. Man betrachtete diese Gesteine als basische Vorläufer des variskischen Magmatismus, ihre Intrusion erfolgte demnach vor dem Aufdringen des Weinsberger Granits.

Beobachtungen bezüglich der Art des Auftretens der Diorite sowie deren Nebengesteinsbeeinflussung führten zu dem Ergebnis, daß die Diorite des Mühlviertels jünger als die Weinsberger Granite sind (G. FUCHS, 1961, S. A 28). Zum besseren Verständnis der folgenden Ausführungen schien es nützlich, das Problem, das einen der Schwerpunkte unserer Untersuchungen bildete, kurz zu beleuchten, sowie unser Ergebnis vorzuschicken.

Es ließen sich zwei altersverschiedene Gruppen von Dioriten feststellen. Die Altersstellung zwischen Weinsberger und Mauthausener Granit konnte bei der jüngeren Dioritgruppe (Typ II), die deutliche Bindung an letzteren Granit zeigt, relativ bald erkannt werden. Auf wesentlich größere Schwierigkeiten stieß die genetische Deutung bei den älteren Gabbrodioriten und Dioriten (Typ I). Diese



Gesteine, die in unseren Aufnahmeberichten als „dunkle Gneise mit dioritischem Chemismus“ bezeichnet wurden, deutete der Verfasser wegen ihres ausgesprochen gneisigen Aussehens einerseits, ihrer magmatischen (porphyritischen) Strukturmerkmale andererseits als ältere prävariskische Vulkanite, die als widerstandsfähige Gesteine von der Perlgneisbildung nicht überwältigt worden sind (G. FUCHS, 1960). Durch die weiträumigeren Kartierungen sowie eingehenderen Detailbeobachtungen zeigte sich jedoch, daß auch diese gneisigen Diorite jünger als der benachbarte Weinsberger Granit und die Grobkorn-gneise sind<sup>4)</sup>.

#### a) Diorite (Typ I)

Sie finden sich in unserem Aufnahmegebiet lediglich in der Zone Julbach—Peilstein—Oepping—Rohrbach (siehe Karte). Charakteristisch ist ihr geologisches Auftreten. Sie sind zwar an regional streichende Zonen gebunden, doch erweisen sie sich im Groß- wie im Kleinbereich als ungemein absetzig. Dies macht ihre Verfolgung im Gelände sehr schwierig, und dadurch sind diese Gesteine leicht zu übersehen. So plötzlich sie auftauchen, so unvermittelt verschwinden sie auch wieder. Die Diorite I bilden meist keine einheitlichen magmatischen Gesteinskörper, man müßte von Migmatitkörpern sprechen. Die Diorite bilden nämlich wenige Zentimeter bis mehrere Meter mächtige, meist konkordante, seltener diskordante Lagen im Grobkorngneis. Korngruppen wie Einzelfeldspate aus Grobkorngneis oder Weinsberger Granit finden sich öfters im Diorit eingeschlossen. Deutliche Spuren von Korrosion sind makro- wie mikroskopisch festzustellen.

So zeigen z. B. übernommene rundliche Plagioklaskörner von 30—35% An im Kern, einen fleckig auslöschenden Ring (Umlagerungen im Kristallbau) mit 45—50% An, worauf ein schmaler Außensaum mit abnehmendem An-Gehalt folgt (bis 25—30% An). Diese Beobachtung läßt sich nur durch Übernahme des Plagioklases aus Weinsberger Granit oder Grobkorngneis und Weiterwachsen in der Dioritschmelze erklären. An Kalifeldspaten finden sich deutliche Korrosionsbuchten oder rändlicher Kornerfall, Myrmekitsäume u. a., sie zeugen von dem Ungleichgewicht. Auch das Herauslösen der Einzelkörner aus Grobkorngneis-Korngruppen durch die umgebende Dioritschmelze ist u. d. M. zu verfolgen.

Es würde jedoch den Rahmen dieser Arbeit sprengen, wollte man noch weitere Detailbeobachtungen anführen. Deren Darstellung soll noch Abschluß der petrographischen Ausarbeitung in einer umfangreicheren Arbeit gebracht werden.

Wie das straffe Linear- und Flächengefüge der Diorite zeigt, erfolgte die Injektion der Schmelzen in die Grobkorngneise unter starker Durchbewegung. Die Diorite I, die häufig an Rändern bzw. in der streichenden Fortsetzung größerer Weinsberger-Granit-Massive auftreten, scheinen überhaupt tiefgreifende Bewegungszonen zu markieren.

Die dioritischen Massen verursachten anscheinend in den von ihnen durchwärmteten Gesteinszonen ein starkes Ansteigen der Temperatur. Dies führte vielfach in der Umgebung der Diorite zu einer anatektischen Aufschmelzung der Grobkorngneise; sie verlieren ihre charakteristische Struktur (rundliche Feldspatkörner), wirken dadurch „magmatischer“, nehmen oft starkes Fluidalgefüge an. Die ehemaligen Kalifeldspatgroßindividuen werden dabei deformiert, sie zergleiten und wirken geschwänzt. Solchermaßen veränderte anatektische Grobkorngneispartien stoßen stellenweise mit scharfer Grenze an unveränderte und sind nicht immer leicht von hybriden Dioriten abzutrennen.

<sup>4)</sup> Bei einer gemeinsamen Exkursion der derzeitigen Bearbeiter des Mühlviertels im Frühjahr 1961 konnten zum ersten Male sicher korrodierte Weinsberger Feldspate in den Dioriten von Ob. Peilstein (*locus typicus*) gefunden werden.

Wie in ihrem Auftreten sind die Diorite auch äußerst wechselhaft in ihrer Ausbildung. Nur ihr immer wieder beobachtbares gemeinsames Vorkommen an verschiedenen Lokalitäten zeigt die genetische Zusammengehörigkeit der oft gänzlich verschieden aussehenden Typen. Gabbroide, an Pyroxen, Hornblende und biotitreiche, grobkörnige Gesteine sind meist massig ausgebildet; feste, plattige, grüngraue, feinkörnige Gneise mit einzelnen größeren Plagioklas- und Hornblende-Einsprenglingen, dunkelblaugraue zähe Dioritgneise, äußerlich braunen Paragneisen ähnliche, sehr feinkörnige Gesteine, die schmale, leistenförmige Plagioklase als Einsprenglinge führen. Letzteres Gestein bietet u. d. M. ein geradezu porphyritähnliches Bild. All diese Typen wechseln auf engstem Raume miteinander ab.

Einen Sonderfall der Diorite I stellt der Gabbrodiorit-Dioritstock dar, der ungefähr in der Mitte zwischen Sarleinsbach und Rohrbach gelegen, beidseits der Kl. Mühl große Flächen aufbaut. P. PAULITSCH erwähnt 1959 zum erstenmal das Vorkommen von Gabbrodiorit aus dem genannten Bereich. 1960 konnte durch unsere Kartierung die Ausdehnung sowie die Altersstellung dieses basischen Tiefengesteinskörpers festgelegt werden (G. FUCHS, 1961).

Das dunkle grobkörnige Gestein ist massig entwickelt, Parallelgefüge fehlt. Der Stock als ganzer besitzt geschlossene, ovale Form, die längere Achse streicht WNW—ESE. Obwohl Nebegesteinseinschaltungen, wie sie sich in den Dioriten der Zone Peilstein—Julbach finden, keine Rolle spielen, zeugen ovale Weinsbergerfeldspate und hybride Partien davon, daß an zahlreichen Stellen Weinsberger Granit und Grobkorngneis eingeschmolzen wurden. Scharfbegrenzte Scholleneinschlüsse konnten nirgends beobachtet werden. Das bedeutende Hitzevolumen dieses relativ großen, basischen Plutons (3,5 km Länge, 1 bis 1,5 km Breite) bewirkte offensichtlich die baldige Einschmelzung und Auflösung eingeschlossenen Fremdmaterials.

#### b) Diorite (Typ II)

Diese besonders in der Umgebung von Julbach häufigen Gesteine sind seit langem bekannt als Syenite von Julbach (R. HANDMANN). Während die Gruppe der oben besprochenen Diorite I unseres Wissens bisher unbekannt war, werden die Diorite von Julbach in zusammenfassenden Arbeiten (L. WALDMANN, 1951, und V. H. GRABER, 1932, S. 185, 1956) als Repräsentanten dieser Gesteinsgruppe im Mühlviertel genannt.

Es sind dunkelgraue, meist feinkörnige, massige Gesteine, die in unserem Gebiete nur an wenigen Stellen Parallelgefüge zeigen. Dadurch unterscheiden sie sich von den stark durchbewegten Dioriten I, die außerdem basischer sind. Die femischen Hauptgemengteile der Diorite II sind vornehmlich Hornblende und Biotit, Pyroxen spielt im Gegensatz zu den Dioriten I keine Rolle. Es handelt sich oft um Quarzdiorite.

Häufig sind die Diorite II als Titanitfleckendiorite oder Engelsingite (A. FRENTZEL, 1911) ausgebildet. In dem dunklen Diorit finden sich um kleine Titanitkriställchen helle, von femischen Gemengteilen freie Höfe. Auf Erklärung und Deutung diese Titanitfleckbildung kann im Rahmen dieser Arbeit nicht eingegangen werden.

Für die Genese der Diorite II bedeutungsvoll ist unseres Erachtens die deutliche Bindung an die Feinkorngranite (Typ Mauthausen). Sämtliche Dioritvorkommen (II) liegen in Mauthausener Granit-reichen Zonen oder finden sich überhaupt im Granit, wobei sich dieser immer als jünger erweist. Zum Teil werden die Diorite

im Granit in schollige, scharf begrenzte Körper zerlegt, teils kommt es zur Mischung, zur Hybridisation der Granitschmelze bzw. sauren Infiltration des Diorits durch den Granit. Der erste Fall ist jedoch viel häufiger.

Manche Typen vermitteln zwischen Diorit und Mauthausener Granit. Man ist in Zweifel, ob man sie als helle Diorite oder als dunkle Granite (Granodiorite) bezeichnen soll.

Auch das Verhalten gegenüber dem Nebengestein und die Beeinflussung durch die Tektonik sind ähnlich wie bei der Gruppe der Feinkorngranite. Sie stecken diskordant in den umgebenden Grobkorngneisen und werden von der Tektonik nur an einigen Stellen noch mit erfaßt. Die Durchbewegung kann lokal recht kräftig sein, doch kennen wir im gleichen Stil deformierte Feinkorngranite (Haselbach, SW von Kollerschlag gelegen).

Der Diorittyp II hat weite Verbreitung. Im Mühlviertel sind uns persönlich bekannt die Vorkommen der Umgebung von Julbach, W von Schlägel, N von Pürnstern im Tal der Gr. Mühl (3 km N von Neufelden), W von St. Martin (J. SCHADLER, 1937, Blatt Linz-Eferding d. Spezialkarte d. Rep. Österr., 1952), ein kleines Vorkommen NW vom Elektrizitätswerk Partenstein<sup>5)</sup> und der bekannte Diorit von Dornach bei Grein a. D. (A. KÖHLER, 1931).

Die fein- bis mittelkörnigen Diorite des anschließenden Bayerischen Waldes (Fürstenstein, Richardsreut, u. a.) entsprechen, wie ich mich im Laufe einer Exkursion überzeugen konnte, vollkommen denen des Mühlviertels.

Herr Doz. Dr. G. FRASL stellt mir in freundlicher Weise Gesteinsmaterial aus dem Regensburger Wald zur Verfügung. Die Diorite von Roßbach sind von denen des Passauer Waldes und des Mühlviertels nicht zu unterscheiden. Interessant sind die großen Kalifeldspate (mehrere Zentimeter Länge), auf die unten noch zurückzukommen ist.

Ein Teil der durch L. WALDMANN bekannt gewordenen Diorite der Umgebung von Gebharts (Blatt Gmünd—Litschau), besonders die feinkörnigeren Typen (NW von Edelprinz, NE Artolz und SW Schwarzenberg) dürften ebenfalls dem Diorittyp II entsprechen. Auch in ihnen konnten vereinzelt größere korrodierte Kalifeldspate gefunden werden.

Im Anschluß an die Aufzählung der wichtigsten Vorkommen sei zur **A l t e r s - s t e l l u n g** und **G e n e s e** dieser vielumstrittenen Gesteinsgruppe Stellung genommen.

Es wurde bereits eingangs erwähnt, daß die im Moldanubikum führenden österreichischen Geologen (L. WALDMANN, 1930, 1933, 1934, 1951; V. H. GRABER, 1926, 1956; A. KÖHLER, 1941) die Diorite als basische Vorläufer der variskischen Granite betrachteten.

Auch H. CLOOS und seine Mitarbeiter (1927) bezeichneten die Diorite als basische Vorläufer der Granite. Diese entsprechen aber den Mauthausener und Eisgarner Graniten, nicht den Weinsberger Graniten, die vielfach dem Gneisgranitgebirge zugezählt wurden (vgl. V. H. GRABER, 1936, S. 154). Die Verbandsverhältnisse von Diorit und Granit führten H. CLOOS zu dem Schluß, daß die Granite I (sie entsprechen dem Typ Mauthausen!) noch während der Erstarrung der Diorite in diese und in ihre Nebengesteine eindrangen (S. 13).

<sup>5)</sup> Nicht in oben genannter Spezialkarte eingetragen. Die Dioritvorkommen des orogr. rechten Hanges des Gr. Mühltales etwas weiter im NW des E-Werkes Partenstein, konnten nicht aufgefunden werden.

A. FRENTZEL (1911), der die Diorite als „basische Randfazies“ der granitischen Schmelze auffaßt, und G. FISCHER (1926), der die Titanitfleckendiorite, welche mit den normalen Fürstensteindioriten zusammengehören, als „endogene Spaltungsprodukte“ des Granitmagmas betrachtet und deren Selbständigkeit bezweifelt, erkennen die enge genetische Bindung der Diorite an die Granite (Typ Mauthausen).

Die Tatsache, daß die Diorite II immer mit Mauthausener Granit in Verbindung stehen, weist ebenso wie unsere Beobachtungen bezüglich ihres Verhaltens gegenüber der Tektonik auf eine genetische Zusammengehörigkeit. Der Granit erwies sich jedoch stets als etwas jünger.

Nach der bisher in Österreich herrschenden Meinung sollte jedoch in diesem Zeitraum zwischen der Intrusion der Diorite und der Mauthausener Granite die Bildung der ausgedehnten Weinsberger Granitmassive erfolgt sein.

Durch die wesentlich schwächere Durchbewegung erweist sich das jüngere Alter der Diorite II gegenüber den Dioriten I. Es konnte sowohl feldgeologisch (Kontaktverhältnisse, Einschlüsse von Weinsbergerfeldspaten im Diorit) als auch mikroskopisch (Korrosion bzw. Weiterwachsen der eingeschlossenen Feldspate) festgestellt werden, daß die Diorite I jünger sind als der Weinsberger Granit. Dasselbe gilt folglich auch für die Diorite II.

K. WILLMANN (1919) führte den Namen Redwitzit nach Marktredwitz in Oberfranken ein. Er beschreibt unter diesem Namen dioritische Gesteine, von denen wenigstens ein Teil unseren Dioriten entspricht. WILLMANN beschreibt an zahlreichen Stellen seiner Arbeit die Kontaktverhältnisse Diorit-Kristallgranit. Die Diorite, die als jüngere lamprophyrische Nachschübe des Kristallgranits betrachtet werden, lösen einzelne Feldspate aus dem Granit heraus. Diese Feldspate und auch große Quarzeinschlüsse wurden in der redwitzitischen Schmelze korrodiert angeschmolzen und stellen Fremdkörper dar, die aus dem Kristallgranit übernommen werden.

Gegen diese Vorstellung wandten sich besonders F. K. DRESCHER (1928 und 1930) und F. HEGEMANN (1931, 1932 a, b.), die Hornfelsstrukturen aus den Dioriten beschreiben und in den Dioriten durch die umgebenden Granite verändertes Paragesteinsmaterial sehen. Im Dioritgebiet von Roßbach stellte auch HEGEMANN fest, daß die großen Kalifeldspateinsprenglinge im Diorit vom angrenzenden Kristallgranit herkommen, doch betrachtet er sie als unter dem Einfluß des Granits gesproßte Holoblasten. 1932 a (s. 186 unten) führt HEGEMANN aus: „stellenweise beobachtet man, wie drei bis fünf mittelgroße, leistenförmige Plagioklase hintereinander in einem Orthoklasauge aufgereiht erscheinen, wobei bei den Plagioklasen eine ziemlich weitgehend übereinstimmende optische Orientierung auffällt“. Es handelt sich hierbei offensichtlich um Kornregelung der Plagioklaseinschlüsse nach dem Gitterbau (vgl. G. FRASL, 1954), wie er in den Großfeldspaten der Weinsberger Granite immer wieder zu beobachten ist. Nach G. FRASL ist diese Einschlußregelung nur zu verstehen, wenn die Kalifeldspatgroßindividuen in einer Schmelze gewachsen sind. Die Deutung, die K. WILLMANN 1919 für solche Gesteine gegeben hat, gewinnt dadurch sehr an Wahrscheinlichkeit.

In den Dioriten zeigt die Grundmasse zwar häufig ein feinkörniges Quarzfeldspatpflaster, doch sind dazwischen in großer Zahl idiomorphe, zonargebaute, kompliziert verzwilligte Plagioklasleisten eingestreut. Die makro- und mikroskopischen Beobachtungen lassen unseres Erachtens nur den Schluß zu, daß die Diorite reine, an manchen Stellen etwas hybride (vgl. G. FISCHER, 1929; V. H.

GRABER, 1929, und A. KÖHLER und CH. EXNER, 1954), magmatische, also Schmelzflußgesteine sind.

G. FISCHER (1959) betont die Bedeutung der Diorite als Leitgesteine im Moldanubikum und diskutiert die Genese der Diorite aus dem Regensburger Wald (vgl. auch G. FISCHER, 1957, S. 13—15). Es gibt Beobachtungen, die für ein jüngeres Alter der Diorite gegenüber dem Kristallgranit I sprechen, doch werden die Verhältnisse durch das regelmäßige Vorkommen eines nicht so grobkörnigen, porphyrischen Kristallgranit II zwischen Diorit und Kristallgranit I kompliziert. Nach Aufzeigen verschiedener Deutungsmöglichkeiten läßt G. FISCHER die Frage offen, ob die Diorite älter oder jünger als der Kristallgranit I sind. Herr Doz. Dr. G. FRASL, der das Roßbacher Dioritgebiet bei einer Exkursion unter der Leitung von Prof. G. FISCHER kennen lernte, teilte mir freundlich mit, daß ein jüngeres Alter der Diorite gegenüber dem Kristallgranit I sehr wahrscheinlich ist.

F. WIESNER (1942), der die Kristallinumrahmung des Gallneukirchner Beckens bearbeitete, kam zu dem Ergebnis, daß die Diorite Vorläufer der Mauthausener Granite seien, die Weinsberger Granite wären jedoch als älter zu betrachten.

Die Angaben in der Literatur sowie eigene Beobachtungen und Diskussionen mit bayerischen und österreichischen Fachkollegen brachten mich zu der Überzeugung, daß auch ein Großteil der Dioritvorkommen außerhalb des Mühlviertels jünger als Weinsberger und älter als Mauthausener Granit sei.

Diesem Ergebnis widersprechen aber die Beobachtungen von L. WALDMANN aus dem Moldanubikum des Waldviertels (1930, 1933, 1934, 1951). WALDMANN beschreibt vor allem aus dem Gebiete des Rastenberger Granits Scholleneinschlüsse von Diorit, sowie deren migmatische Beeinflussung durch den Granit.

Ich besuchte die verschiedenen angegebenen Lokalitäten (Ottenstein a. Kamp, Ehsenbach) und konnte die Beobachtungen von L. WALDMANN nur bestätigen, sie stehen außer Zweifel.

Der Rastenberger Granit, ein grobporphyrisches syenitisches Mischgestein, enthält massenhaft Schollen von hornblendeaugit- bis gabbrodioritischen Gesteinen (L. WALDMANN, 1951, S. 72). Diese sind jedoch keinesfalls mit den Dioriten des bayerisch-österreichischen Gebietes zu vergleichen und sehen auch den mittel- bis feinkörnigen Diorittypen des Gebhartser Dioritgebietes nicht ähnlich (Edelprinz—Pfaffenschlag—Schwarzenberg).

Zweifellos sind die gabbroiden bis dioritischen Gesteine, die sich im Rastenberger Granit finden, älter als dieser (Steinbruch Ehsenbach), doch könnte man, da sich ihre Mineralgemengteile (vor allem Hornblende) auch im Granit finden, an basische Erstausscheidungen, Konkretionen oder ähnliches denken.

Es zeigt sich somit, daß die Dioritvorkommen des Moldanubikums nicht ohne genauere Prüfung als älter oder jünger als die Weinsberger Granite eingestuft werden können. Doch scheint der Großteil der Diorite des Moldanubikums altersmäßig zwischen Weinsberger und Mauthausener Granit einzureihen zu sein.

Wieweit die Unterscheidung von Dioriten I, deren Intrusion ziemlich bald nach der Bildung des Weinsberger Granits erfolgte, und Dioriten II, die bei abnehmender Durchbewegung in das Gebirge eindringen und bereits enge Beziehungen zu den darauffolgenden Mauthausener Graniten zeigen, sich auch außerhalb des Mühlviertels wird durchführen lassen, wird die zukünftige Forschung erweisen.

### 3. Gruppe der Feinkorngranite

(Typ Mauthausen, Plöcking, Altenberg usw., Freistädter Granodiorit)

Es existieren so zahlreiche Beschreibungen dieser für die Steinindustrie wichtigen Gesteinsgruppe, daß wir uns hier kurz fassen können.

Meist handelt es sich um helle fein- bis mittelkörnige, massige Granite bis Granodiorite. In manchen Teilen der Granitstöcke ist Parallelgefüge im Granit zu beobachten. Dieses ist teils auf Einströmungsvorgänge, wenn eine durch Hybridisation verursachte Bänderung, Längung von basischen Schollen usw. zu beobachten ist, oder auf tektonische Vorgänge zurückzuführen.

Unterschiede in der Körnigkeit, im Chemismus, im Verhalten gegenüber der Tektonik und in den technischen Eigenschaften, sowie Kontaktbeobachtungen gaben Anlaß, eine Unmenge von z. T. altersverschiedenen Gesteinstypen zu unterscheiden. Mauthausener, Plöckinger, Aschacher, Schallenger, Schlägeler, Altenberger Granit, Freistädter Granodiorit im Mühlviertel, Hauzenberger, Tittlinger, Eberhartsreuter Granit in Bayern, Schremser Granit im Waldviertel u. a.

G. FRASL gibt für sein Arbeitsgebiet 1959 folgende Altersgliederung: Auf den grobkörnigen und mittelkörnigen Weinsberger Granit folgten fein- bis mittelkörnige Biotitgranite, dann fein- bis feinkörnige saure Granite vom Typ Altenberg. Diese zeigen noch einen gewissen Grad von Deformation. Ohne Schieferung und daher jünger sind die Freistädter Granodiorite, die mit dem Mauthausener Granit für altersgleich erachtet werden.

Auch auf bayerischem Gebiet existieren Altersgliederungen innerhalb dieser Gruppe von Graniten.

Die in unserem Aufnahmegebiet gemachte Erfahrung, daß solche Granittypen ineinander übergehen oder sich wechselseitig durchdringen, brachten uns zu der Überzeugung, daß solche Altersgliederungen zwar lokalen Wert und für einen begrenzten Bereich Geltung haben, doch können ähnliche Typen in anderen Gebieten nicht ohne weiters als altersgleich betrachtet werden. Nach ihrem Aussehen und der Tracht der Zirkone entsprechen die Granite von Julbach—Ulrichsberg dem Altenberger Granit (mündliche Mitteilung von Herrn Doz. Dr. G. FRASL). Es fehlt aber in unserem Gebiet jeglicher Hinweis, daß diese Granite älter als Mauthausener Granit seien. In der NE-Flanke des Michaelsberg (SE Aigen und NW von Haslach) fand sich eine dunkle feinkörnige Mauthausener Granit-Scholle in einem hellen „Altenberger Granit“ mit Parallelgefüge.

Lokale Unterschiede in der Körnigkeit, im Chemismus, in der Konzentration fluider Substanzen, hybride Partien, sowie örtlich wirksame jüngere tektonische Bewegungen, verschiedener Gasdruck bei der Intrusion der Schmelze usw. können zur Ausbildung faziell verschiedener Typen führen, die lokal auch altersverschieden sein können, regionale altersmäßige Vergleiche lassen sich jedoch auf Grund solcher Gliederungen nicht durchführen.

Die in der Gruppe der Feinkorngranite zusammengefaßten granitischen und granodioritischen Typen zeigen hingegen weitgehend übereinstimmende Züge.

Typisch ist ihr Stil der Intrusion. Sie durchschlagen überall diskordant den synorogen variskisch geprägten Bau. Mitunter finden sich Anzeichen dafür, daß die Feinkorngranitintrusionen den ac bzw. (okl) Klüften der umgebenden NW—SE-streichenden Gesteine folgen (P. PAULITSCH, 1957, S. 52, 1959, S. A 48; G. FUCHS, 1960, S. A 27). Die NE—SW-verlaufende Intrusion von Haselbach (S von Kollerschlag) zeigt dieses Verhalten überaus klar. Als ein weiteres Beispiel

wurde von uns (1960, S. A 27) das Schlägeler Massiv angeführt. Hybride Zonen, z. T. mit Titanitfleckenbildung, streichen hier NNE—SSW, also ebenfalls quer zum regionalen Streichen der umgebenden Gesteine. CH. EXNER (1961) konnte am gleichen Granitstock mit gefügekundlichen Methoden feststellen, daß die Faser (Biotit-Lineation) E—W bis ENE streicht, also quer zu dem WNW- bis NW-Bau der Nebengesteine. EXNER führt diese Tatsache auf tektonische Beanspruchung in einem „sehr späten Akt der Erstarrung“ dieses diskordanten Granitstockes zurück.

Der Ansicht EXNERS, daß erhaltene Einströmungsgefüge für die Mauthausener Granite nicht typisch zu sein scheinen (S. 145), können wir nicht zustimmen. Die NNW—SSW verlaufenden Hybridzonen, in der gleichen Richtung eingeregelt Scholleneinschlüsse, hybride Bänderungen usw., wie sie im Steinbruch Breitenstein zu beobachten sind (NW-fallende ab-Flächen), lassen sich nur als Einströmungsgefüge parallel dem NW-Rande dieses großen Granitstockes erklären. In den östlicheren Teilen derselben konnten keine solchen Querstruierungen beobachtet werden.

Die äußere Form der zahlreichen kleineren und größeren Durchschläge und Stöcke ist außer dem bereits erwähnten Vorkommen S von Kollerschlag und kleinerer gangförmiger Körper meist unregelmäßig und ohne sichtbare Beziehung zur Tektonik.

Konkordante, dem NW—SE-Streichen der Nebengesteine streng folgende Intrusionen, wie sie J. SCHADLER auf Blatt Linz-Eferding (Spezialkarte d. Rep. Österr.) im Bereiche von St. Ulrich, S von St. Peter und N von Nd. Waldkirchen angibt, existieren nicht. Wir finden hier in einer NW—SE streichenden Zone einzelne kleine Durchschläge von Feinkorngranit.

Typisch ist auch die Beeinflussung des Nebengesteins. Weitreichende Granitisationserscheinungen, wie wir sie vom Weinsberger Granit kennen, sind nicht zu beobachten. Die Umgebung größerer Granitvorkommen wird zwar von unzähligen diskordanten Gängen durchschlagen und manchenorts (z. B. bei Julbach) erscheint das Gebirge förmlich vom Granit durchsiebt, doch handelt es sich hierbei um ein diskordantes Eindringen, aber um keine intensive Vermischung oder Granitisierung des Nebengesteins. Im Granit findet man häufig Fremdmaterial eingeschlossen, teils als dunklere, schlierige, halbverdaute Reste, die im Granit fluidal eingeregelt sind. Ebenfalls als Relikte findet man häufig angeschmolzene große Weinsberger Kalifeldspate, ähnlich wie in den Dioriten.

Aufschwemmung des Nebengesteins durch die granitischen Schmelzen und Hybridisation derselben am Kontakt führen lokal zum Unschärfwerden der meist deutlichen Gesteinsgrenzen.

Auf Grund aller oben angeführten Beobachtungen lassen sich folgende Charakteristika für die Feinkorngranitintrusion angeben:

Die Platznahme der Schmelzen erfolgte nach Aufhören der Wirksamkeit der variskischen Tektonik, die den NW—SE-streichenden Bau geprägt hat. Die Kontaktbeobachtungen zeigen, daß die Feinkorngranite bei ihrer Intrusion ein wesentlich „kühleres“ Gebirge vorfanden als die Weinsberger Granite. Ebenso weisen darauf hin quarzporphyrische Partien aus kleineren Feinkorngranitkörpern z. B. Schöffgattern SSW von Kollerschlag (vgl. E. ZIRKL, 1960). Das diskordante Eindringen in eine bereits ziemlich abgekühlte Umgebung muß aber nicht unbedingt nur durch bedeutende Schollenhebung verursacht sein (G. FRASL, 1959, S. A 27).

Abklingen der Durchbewegung und der zugleich wirksam gewesenen Regionalmetamorphose führt zu dem gleichen Ergebnis. Beobachtungen, wie wir sie am Granitkörper SW Kollerschlag finden, zeigen, daß die Intrusionen z. T. gleichzeitig mit bruchartigen Schollenverstellungen erfolgten. Solche sind aber, wie wir aus den Beispielen verschiedener Gebirge wissen, für ein Spätstadium der Orogenese typisch, in dem der sich abkühlende Gebirgskörper auf Beanspruchung bereits starr und in Form von Brüchen reagiert. Die Feinkorngranite vom Typ Mauthausen sind damit Spätgranite der variskischen Orogenese.

Bei der Besprechung der hier zusammengefaßten Granite wurde der Schär-  
dinger Granit nicht erwähnt, der bisher allgemein dem Mauthausener  
Granit zugerechnet wurde. Die Neubearbeitung durch O. THIELE zeigte, daß die  
Granite vom Typus Schärding, deren Bildung mit weiträumiger Perlgnaisbildung  
in Zusammenhang steht, nicht dem Mauthausener Granit gleichzusetzen ist (siehe  
Aufsatz im gleichen Heft). Damit kennen wir aus dem Moldanubikum kein  
Beispiel für Perlgnais, die ihre Bildung den Feinkorngraniten vom Typ Maut-  
hausen verdanken.

#### 4. Eisgarner Granit

Ebenso wie beim Mauthausener Granit bestätigten auch beim Eisgarner Granit  
die in der Natur vorgefundenen Verhältnisse die bisher angenommene Stellung  
im Altersschema des Moldanubikums (V. H. GRABER, 1936, 1956 L. WALDMANN,  
1930 b, u. a., 1951).

In unserem Aufnahmegebiet findet sich dieser Granittyp in zwei Stöcken. Das  
Plöckenstein—Dreisesselberg- und das Bärensteinmassiv im Böhmerwald waren  
schon V. H. GRABER (Jungkristallgranit) bekannt.

Der grobkörnige Zweiglimmergranit mit seinen charakteristischen dünntafeli-  
gen Kalifeldspaten von 1—5 cm Länge entspricht ganz dem von L. WALDMANN  
beschriebenen Typus Eisgarn (Aufnahmeberichte und 1951). Auf bayerischem  
Gebiet ist dieser Granit unter den Namen Saldenburger, Flossenbürger Granit  
u. a. bekannt. Meist ist der Eisgarner Granit unseres Gebietes massig entwickelt,  
doch zeigen sich auch in ihm bisweilen Fluidalgefüge.

Die stets diskordanten Massive dieses Granits zeigen unregelmäßige, rundliche,  
doch mehr geschlossene Formen als die Mauthausener Granite. Sie bilden nicht  
unzählige kleine Durchschläge, sondern größere, weniger verästelte Massive. Die  
Durchwirkung des Nebengesteins durch Gangschwärme, Aufschwemmung des  
Nebengesteins durch den Granit, Scholleneinschlüsse und ähnliche Anzeichen einer  
Vermischung mit dem Nebengestein fehlen fast ganz. Lediglich einzelne Gänge  
finden sich in der weiteren Umgebung des Plöckensteinmassivs. Dadurch sind die  
an sich scharfen Kontakte des Eisgarner Granits im Gelände relativ leicht zu  
verfolgen.

Diese kurze Anführung von Beobachtungen zeigt bereits, daß es sich um einen  
typischen Spätgranit handelt, der keine Beziehung zur Tektonik der um-  
gebenden Gesteine zeigt. Wie die noch weiter zurückgegangene gegenseitige Beein-  
flussung von Granit und Nebengestein anzeigt, hatte sich der Gebirgskörper seit  
der Intrusionswelle der Feinkorngranite noch weiter abgekühlt.

Die NW-Hälfte des Bärensteinmassivs baut ein fein- bis mittelkörniger Granit  
auf, der mit dem normalen grobkörnig-porphyrischen Eisgarner Granit seine oft  
reichliche Hellglimmerführung gemeinsam hat. Kontaktbeobachtungen zeigen,  
daß dieser Granit, für den der Name Sulzberggranit vorgeschlagen



wurde, jünger ist als der Eisgarner Granit (G. FUCHS, 1960, S. A 27). Der gemeinsame Mineralbestand, die Bindung an das gleiche Massiv deuten darauf hin, daß es sich bloß um einen jüngeren Nachschub handelt, nicht aber um einen selbständigen Granittyp.

Im Saldenburger Massiv wurden mir dem Sulzberggranit sehr ähnliche fein- bis mittelkörnige Granite mit Feldspat- und Quarzeinsprenglingen bei Senging gezeigt. Dieses Vorkommen wird von den dort arbeitenden Geologen ebenfalls als jüngerer Nachschub aufgefaßt. Ähnliche Typen kennt Prof. G. FISCHER aus dem Erzgebirgsgranit (freundliche mündliche Mitteilung).

Im Bereiche des Sulzberggranits finden sich häufig Flußspat als Imprägnation oder in Form von Kluftbelägen mit Chlorit, und pegmatoide Linsen mit Turmalin und Hellglimmertafeln.

WSW vom Sulzberg (1046 m) ist der Granit an einer E—W-streichenden Störung verschiefert. Das Gestein erscheint gebleicht, da der Biotit in Muskowit umgewandelt ist. Der vergneiste Granit ist mit Turmalin- und z. T. Molybdän- glanz imprägniert.

Diese Merkmale einer deutlichen pneumatolytischen Aktivität vervollständigen das Bild dieser Spätgranite, die am Ende der variskischen Orogenese in das bereits starre und weitgehend erkaltete Gebirge eingedrungen sind.

## 5. Störungen

In unserem Aufnahmegebiet finden sich zwei große herzynisch streichende Störungslinien. Die Fortsetzung des bayerischen Pfahles, die den Talfurden der Großen und Steinernen Mühl folgt und der Donaubruch (V. H. GRABER).

Außer diesen NW—SE-streichenden Störungen konnte im Gebiet zwischen Kollerschlag und Ob. Kappel eine NNE—SSW also in der Richtung der Rodelstörung verlaufende Mylonitzone aufgefunden werden.

An diesen Störungslinien sind sämtliche angrenzenden Gesteine verschiefert, geflasert oder bis zur Unkenntlichkeit mylonitisiert. Pfahlquarze konnten nicht aufgefunden werden.

## 6. Dioritporphyrite

Diese Gesteine finden sich in unserem Aufnahmegebiet fast ausschließlich SW der Linie Kollerschlag—Neufelden. Diese harten, splitterig brechenden, feinkörnigen Gesteine zeigen durch einzelne größere Biotitblättchen und Feldspate (Quarzglimmerdioritporphyrite) oder Hornblendenadeln (Nadelporphyrite) porphyrischen Habitus. Zum Teil sind es dunkle graugrüne, fast dichte Gesteine.

Sie treten in geringmächtigen (0,5—1,5 m), selten über 4 m mächtigen sehr absetzigen Gängen auf und sind daher im Gelände nicht weit zu verfolgen.

Zur Alterseinstufung dieser Gesteine können wir aus dem von uns bearbeiteten Gebiet keinen Beitrag leisten. Zweifelsohne handelt es sich um die jüngsten magmatischen Gesteine. K. und E. VOHRZYKA (1960) erwägen daher sogar kreatazisch-tertiäres Alter, da sie beobachten konnten, daß diese Ganggesteine an der Rodelstörung von der Mylonitisierung nicht mehr erfaßt worden sind.

O. THIELE (1961) beschreibt ähnliche Verhältnisse aus dem Bereiche der Donau- störung und diskutiert an Hand der älteren und neueren Literatur das Alter der Dioritporphyrite und der Störungen. THIELE kommt dabei zu dem Ergebnis, daß die Quarzdioritporphyrite dem variskischen Magmatismus angehören. Da sie die

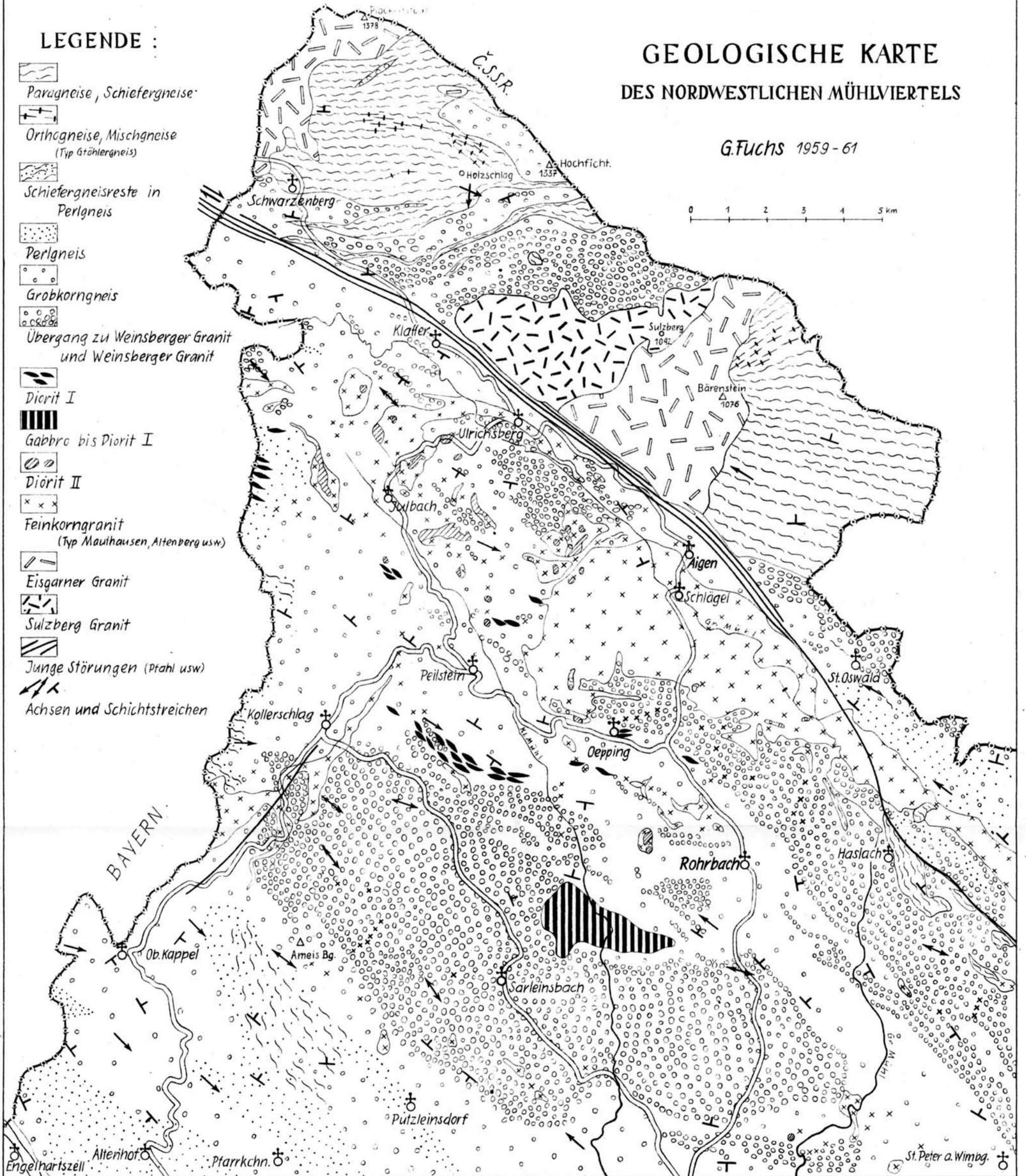
LEGENDE :

-  Paragneise, Schiefergneise
-  Orthogneise, Mischgneise  
(Typ Gröhlergneis)
-  Schiefergneisreste in  
Perlgnais
-  Perlgnais
-  Grobkorngnais
-  Übergang zu Weinsberger Granit  
und Weinsberger Granit
-  Diorit I
-  Gabbro bis Diorit I
-  Diorit II
-  Feinkorngranit  
(Typ Maulhausen, Altenberg usw)
-  Eisgarner Granit
-  Sulzberg Granit
-  Junge Störungen (Pfahl usw)
-  Achsen und Schichtstreichen

GEOLOGISCHE KARTE  
DES NORDWESTLICHEN MÜHLVIERTELS

G.Fuchs 1959-61

0 1 2 3 4 5 km



Mylonite der Donaustörung durchschlagen, ist diese Störung bereits variskisch angelegt und in jüngerer (kretazisch-tertiärer) Zeit lokal wieder belebt worden.

Für diese Deutung, die uns sehr wahrscheinlich erscheint, spricht auch die Tatsache, daß diese Ganggesteine nirgends in die tertiäre oder mesozoische Sedimentauflage (z. B. Regensburger Wald) eingedrungen sind.

Die oben genannten Beobachtungen (O. THIELE, 1961; K. und E. VOHRZYKA, 1960) widerlegen die Ansicht H. SCHARBERTS (1957), daß die dioritischen Ganggesteine durch den Mauthausener Granit aufgeschmolzene ältere Mischgesteine seien, „die kurz nach der Intrusion der Mauthausener Granite erstarrten“ (S. 194). Gegen die Behauptung, daß die Gänge sich in der Umgebung der Mauthausener Granitstöcke häuften (S. 195), ist anzuführen: Der gesamte Bereich SW der Linie Kollerschlag—Neufelden—Ottensheim ist ein Hauptverbreitungsgebiet der Dioritporphyrite, unabhängig, ob Mauthausener Granite in der Nähe sind oder nicht. Andererseits fand sich in der an Mauthausener Granit so reichen Zone des Zwischenmühlrückens kein einziges Vorkommen von Dioritporphyrat.

### Zusammenfassung und Überschau

Die Kartierung und die dabei gewonnenen Feldbeobachtungen ergaben unter Berücksichtigung der vorhandenen Literatur folgendes Bild:

Ein älterer vorvariskischer NNE—SSW-streichender Bau, der sich stofflich von den variskisch geprägten Gesteinen deutlich abhebt, wird im Bereiche Bayerischer Wald—Mühlviertel im Zuge der variskischen Orogenese reaktiviert. Der Altbestand, ausgezeichnet durch die Mineralparagenesen Sillimanit—Granat—Cordierit in den Schiefergneisen und Sillimanit—Granat in den Orthogesteinen (Sillimanit-Almandin-Subfazies), wird durch die variskische Regionalmetamorphose zu Perlgneis homogenisiert, im Einflußbereich des synorogenen Granitaufstieges (Typ Weinsberger) weithin zu Grobkorngneisen granitisiert. In dem reaktivierten Streifen wird der ältere NNE—SSW-Bau fast gänzlich in den neuen, herzynisch NW—SE-streichenden Bau umgeprägt. Ältere steilgestellte B-Achsen fanden sich in dem von uns aufgenommenen Bereiche lediglich im Böhmerwald, der zu dem in variskischer Zeit starr gebliebenen moldanubischen Block im N (M. MASKA, V. ZOUBEK, 1960) überleitet.

Noch während der Durchbewegung, in nicht allzu großem zeitlichen Abstand von der Bildung der Weinsberger Granite, intrudierten an bestimmten Zonen die Gabbro-Diorite (Typ I).

Die Diorite II finden sich fast stets in Zusammenhang mit Mauthausener Granit. Die Frage, ob es sich um basische Vorläufer bzw. Differentiate dieser Granite oder um aus der Tiefe vom Granit mitgebrachte und zu Quarzdioriten veränderte Diorite I handelt, muß vorläufig offenbleiben. Die magmatische Folge Diorit II — Feinkorngranit (Typ Mauthausen) — Eisgarner Granit (+ Sulzberg-Granit) intrudierte nach der Hauptdurchbewegung bei abklingenden tektonischen Bewegungen in einem sich abkühlenden Gebirge. Die Anlage der großen Störungslinien, an denen noch im Känozoikum Bewegungen erfolgen (vgl. G. FISCHER, 1957, S. 23) und die Durchschwärmung mancher Zonen durch die Gänge der Dioritporphyrite stellen letzte Auswirkungen der variskischen Orogenese dar.

Prinzipielle Gegensätze gegenüber dem in Österreich bisher einmütig anerkannten Altersschema von L. WALDMANN (1951) ergaben sich lediglich bezüglich der Stellung Diorit—Weinsberger Granit. Man sah in der Reihe

Diorite—Weinsberger—Mauthausener—Eisgarner Granite eine normale magmatische Abfolge, die sich aus einem gemeinsamen Magmenherd nach den Gesetzen der Kristallisationsdifferentiation entwickelte.

Die neue altersmäßige Stellung der Diorite zwischen Weinsberger und Mauthausener Granit ist mit einer relativ einfachen magmatischen Differentiation nicht zu erklären.

Der Weinsberger Granit nimmt durch sein konkordantes Verhalten gegenüber der Tektonik und die weitreichende Granitisation seiner Umgebung eine gewisse Sonderstellung gegenüber den übrigen variskischen Graniten ein. Er zeigt zwar die niedrigsten  $\text{SiO}_2$ -Gehalte, doch sind sein Reichtum an Kalifeldspat, der sich in entsprechend hohen  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalten der chemischen Analysen zu erkennen gibt, seine Grobkörnigkeit und weitreichende Granitisation und Mischgesteinsbildung, die Reichtum an leichtflüchtigen Stoffen verraten, Merkmale, die nicht für einen Granit passen, der ziemlich am Anfang der Differentiationsreihe der variskischen Granite stehen soll.

Folgende Lösung dieses Problems erscheint uns als wahrscheinlich und sei hier als Arbeitshypothese kurz angeführt:

Im Zuge der variskischen Orogenese kam es zur anatektischen Aufschmelzung der tiefsten Krustenteile. Fraktionierte Mobilisation ließ kalireiche, leichtbewegliche Schmelzen entstehen, die unter größerer oder geringerer Aufnahme von Fremdmaterial synorogen aufdrangen. Mit ihrem Aufstieg ging eine Welle der Kalifeldspatung über die betroffenen Krustenteile (Grobkornneisbildung). In den riesigen Flächen, die Weinsberger Granite und ihre Granitisationsprodukte einnehmen, gewinnen wir Einblick in ein orogenes Granitisations-Stockwerk mit deutlicher Kalikonzentration.

Die Frage nach dem Woher führt uns mitten in das Granitproblem. In einer überschauenden und referierenden Studie stellt K. R. MEHNERT (1959) der Granitisation die Degranitisation, der Alkalisierung die Entalkalisierung gegenüber.

In diesem Sinne ließen sich die Diorite vielleicht als solche Degranitisationsprodukte auffassen. Sie wären entsprechend ihrer Mineralzusammensetzung erst etwas später mobil geworden und teils ermöglichten ihnen tiefgreifende Bewegungszonen das Aufdringen noch während der Durchbewegung (Diorite I), teils brachten jüngere Granite Schollen solcher Gesteine in veränderter Form mit (Diorite II?). Die Diorite wären demnach nur durch besondere Umstände in ihre jetzige Umgebung gekommen und seien hier „fremd“, Zeugen eines tieferen orogenen Stockwerkes. Dies würde ihr sporadisches Auftreten erklären.

Die Überprüfung mittels chemischer Analysen wird auf beträchtliche Schwierigkeiten stoßen, da feldgeologisch zu beobachten ist, daß die Diorite sehr viel Material ihrer kalireichen Umgebung aufgenommen haben. Minerale wie sie in entalkalisierten Gesteinen (Restiten) vorkommen sollen, wie Hypersthen, Granat, Cordierit, Sillimanit, Korund (vgl. K. R. MEHNERT, 1959, S. 150) fehlen in unseren Dioriten.

Die oben vermuteten Zusammenhänge zwischen Weinsberger Granit und Diorit sind im Grunde genommen von den bisherigen Anschauungen gar nicht weit entfernt. Beide Gesteinsgruppen haben letzten Endes einen gemeinsamen Ursprung. Die Abweichungen bestehen hauptsächlich in der Frage nach dem Mechanismus der Trennung von Granit und Diorit.

a) Die Diorite sind basische Vorläufer, die aus dem gleichen Magmenherd stammen wie die Granite (magmatische Differentiation).

b) Durch fraktionierte Mobilisation entstehen aus den in Aufschmelzung begriffenen, tiefsten Krustenteilen zuerst saure kalireiche, später basische bis intermediäre Schmelzen.

Nach den oben dargelegten Gesichtspunkten wird den Weinsberger Graniten und Gabbro- bis Dioriten I innerhalb der variskischen Erstarrungsgesteine eine Sonderstellung zugewiesen. Für die restlichen Granite (Diorit II?—Feinkorngranite—Eisgarner Granit) ist eine normale magmatische Entwicklung zu immer saureren Typen wie bisher anzunehmen.

Die Kartierung und die sich dabei ergebenden Feldbeobachtungen zeigten, daß die bisherigen Ansichten bezüglich der Altersfolge im Moldanubikum in bestimmten Punkten zu korrigieren sind. Die Suche nach einer Erklärung der geänderten Altersfolge, wie überhaupt die Behandlung dieses Fragenkreises führt einen in Bereiche, die immer mehr der direkten Beobachtung entzogen sind und Aussagen werden damit immer hypothetischer. Wenn sich der Verfasser trotzdem auf diesen recht unsicheren Boden hinauswagt, dann deshalb, um zu zeigen, daß die zu deutenden Erscheinungen viel komplizierter sind und sich nicht im Sinne einer einfachen magmatischen Differentiation eines Magmenkomplexes erklären lassen.

Es wird die Aufgabe der weiteren petrographisch-mineralogisch-chemischen Ausarbeitung sein, die oben genannten Vorstellungen auf ihre Haltbarkeit zu prüfen.

#### Literatur

- CLOOS, H., BALK, R., CLOOS, E., und SCHOLTZ, H.: Die Plutone des Passauer Waldes, ihr Bau und Werdegang und ihre innere Tektonik. — Monogr. Geol. u. Paläont., Verl. Gebr. Borntraeger, Berlin 1927. 183 S.
- DRESCHER, F. K.: Zur Tektonik und Petrographie der Diorite von Fürstenstein (Bayerischer Wald). — Abhandl. Hess. Geol. Landesanst., Bd. VIII, Darmstadt 1928. S. 1—49.
- DRESCHER, F. K.: Zur Genese der Diorite von Fürstenstein (Bayerischer Wald). — N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 60, Abt. A, 1930. S. 445—530.
- EXNER, Ch.: Über die Lage der B-Achsen in einigen Stöcken von Feinkorngranit des Typus Mauthausen (Südliche Böhmisches Masse). — Karinthin, Folge 42, 1961. S. 140—146.
- FISCHER, G.: Über Verbreitung und Entstehung der Titanitfleckengesteine im Bayerischen Wald. — Zentralbl. f. Min., Geol. usw., Abt. A, Nr. 5, 1926. S. 155—168.
- FISCHER, G.: Die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen a. hl. Bl. und ihr Rahmen. — N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. LX, Abt. A, 1929. S. 251—362, 363—396.
- FISCHER, G.: Über das Grundgebirge der Bayerischen Ostmark: Die Gneise nördlich des Bayerischen Pfahles. — Jahrb. Preuß. Geol. L.-A. 59, 1938. S. 289—352.
- FISCHER, G.: Über das Moldanubikum der bayerischen Oberpfalz. — Der Aufschluß, 6. Sonderheft: „Die Oberpfalz“, 1957. S. 7—26.
- FISCHER, G.: Der Bau des Vorderen Bayerischen Waldes. — Jahresber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. 41, Stuttgart 1959. S. 1—22.
- FRASL, G.: Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspäten einiger Porphyrg Granite, Porphyrg Granite und Augengneise Österreichs. — Jahrb. Geol. B.-A., Jahrg. 1954, Bd. XCVII, Wien 1954. S. 71—132.
- FRASL, G.: Bericht über Aufnahmen auf Blatt Steyregg (33). — Verh. Geol. B.-A. 1959. S. A 23—A 27.
- FRENTZEL, A.: Das Passauer Granitmassiv. — München 1911.
- FUCHS, G.: Bericht 1959 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Rohrbach (14) und Engelhartzell (13). — Verh. Geol. B.-A. 1960. S. A 25—A 28.
- FUCHS, G.: Bericht 1960 über Aufnahmen auf Blatt Rohrbach (14). — Verh. Geol. B.-A. 1961. S. A 27—A 28.
- GRABER, H. V.: Mischgesteine aus dem oberösterreichisch-bayrischen Grundgebirge. — Anz. Akad. d. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., 66. Jahrg., 1929, Nr. 20, Wien 1929. S. 253—256.

- GRABER, H. V.: Vergleichende granittektonisch-petrographische Beobachtungen im Passauer Wald und Mühlviertel. — N. Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 66, Abt. A, 1932. S. 133—154.
- GRABER, H. V.: Intrusionsfolge, Mischprodukte und Bewegungsvorgänge am Südrande der Böhmisches Masse. — Verh. Geol. B.-A. 1936, Nr. 7/8. S. 149—163.
- GRABER, V. H.: Das Kristalline Grundgebirge im Donautale von Passau bis Linz und seiner weiteren Umgebung. (Ein geologischer Führer). — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 49, 1956. S. 175—234.
- HANDMANN, R.: Mineralogisch-petrographische Mitteilungen über einige Gesteine Oberösterreichs. — 64. Jahrb. des Museum Francisco-Carolinum, Linz 1906. 10 S.
- HEGEMANN, F.: Mineralogische und petrographische Untersuchungen im Diorit-Gebiet von Roßbach-Oberpfalz. — N. Jahrb. Min. usw., Beil.-Bd. 62, Abt. A, Stuttgart 1931. S. 197—248.
- HEGEMANN, F.: Tektonik und Entstehung dioritähnlicher Gesteine im nordwestlichen Bayerischen Wald. — N. Jahrb. Min. usw., Beil.-Bd. 65, Abt. A, Stuttgart 1932 a. S. 233—284.
- HEGEMANN, F.: Über Feldspatflecken in Dioriten des Bayerischen Waldes und ihre Bedeutung für die Genesis dieser Gesteine. — N. Jahrb. Min. usw., Beil.-Bd. 63, Abt. A, 1932 b. S. 173—214.
- KÖHLER, A.: Der monozonitische Quarzglimmerdiorit von Dornach in Oberösterreich. — Sitzber. Akad. d. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I, 140/1931. S. 863—878.
- KÖHLER, A.: Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete. I. Teil. — Fortschr. Min., Krist., Petrogr., Bd. 25, 1941. S. 253—316.
- KÖHLER, A.: Zur Entstehung der Granite der Südböhmischen Masse. — Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. 3. Folge 1, 1948—50. S. 175—184.
- KÖHLER, A., und EXNER, CH.: Bemerkungen zu einigen chemischen Analysen von Mischgesteinen aus der Südböhmischen Masse. — Verh. Geol. B.-A., Heft 4, Wien 1954. S. 216—222.
- MASKA, M., und ZOUBEK, V., in: Tectonic Development of Czechoslovakia (Collected Papers). — Praha 1960.
- MEHNERT, K. R.: Der gegenwärtige Stand des Granitproblems. — Fortschr. Miner. 37, 2, Stuttgart, 1959. S. 117—206.
- PAULITSCH, P.: Bericht (1956) über Aufnahmen auf Blatt Rohrbach (14). — Verh. Geol. B.-A. 1957, S. 50—52.
- PAULITSCH, P.: Bericht 1958 über Aufnahmen auf Blatt Rohrbach (14). — Verh. Geol. B.-A. 1959. S. A 47—A 49.
- PAULITSCH, P.: Bericht 1959 über Aufnahmen auf Blatt Rohrbach (14). — Verh. Geol. B.-A. 1960. S. A 54—A 55.
- SCHADLER, J.: Aufnahmsbericht über Blatt Linz-Eferding. Kristallines Grundgebirge. — Verh. Geol. B.-A. 1937, Nr. 1/2, S. 70—73.
- SCHADLER, J.: Aufnahmsbericht über Blatt Linz-Eferding (4652). Kristallines Grundgebirge. — Verh. Geol. B.-A. 1938, Nr. 1—2. S. 64—66.
- SCHADLER, J.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75.000, Blatt Linz-Eferding (4652). — Geol. B.-A., Wien 1952.
- SCHARBERT, H. G.: Über Ganggesteine aus dem oberösterreichischen Mühlviertel (westlich der Rodelstörung). — N. Jahrb. Min. usw., Abh. 90, 2, 1957—58, Stuttgart 1958. S. 135—202.
- SCHREYER, W.: Über das Alter der Metamorphose im Moldanubikum des südlichen Bayerischen Waldes. — Geol. Rundschau, 46. Bd., H. 2, Stuttgart 1957. S. 306—318.
- THIELE, O.: Zum Alter der Donaustörung. — Verh. Geol. B.-A. 1961, H. 2, S. 131—133.
- TURNER, F. J., und VERHOOGEN, J.: Igneous and Metamorphic Petrology. — McGraw-Hill Book Company Inc. 1951.
- VOHRZYKA, K. und E.: Bericht 1959 über Aufnahmen auf Blatt Leonfelden, O.-Ö. — Verh. Geol. B.-A. 1960. S. A 90—A 92.
- VOLL, G.: Stoff, Bau und Alter in der Grenzzone Moldanubikum—Saxothuringikum in Bayern unter besonderer Berücksichtigung gabbroider, amphibolitischer und Kalksilikat-führender Gesteine. — Beih. Geol. Jahrb. 42, Hannover 1960. 382 S.
- WALDMANN, L.: Umformung und Kristallisation in den moldanubischen Katagesteinen des nordwestlichen Waldviertels. — Mitt. Geol. Ges. Wien 1927. S. 35—101.
- WALDMANN, L.: Geologische Studien in der Glimmerschieferzone Südböhmens. — Anz. Akad. d. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., 67. Jahrg. 1930 a. S. 183—187.
- WALDMANN, L.: Aufnahmsberichte über Blatt Gmünd—Litschau. — Verh. Geol. B.-A. 1930 b, S. 38—41, 1931, S. 31—34, 1932, S. 32—34, 1933, S. 28, 1934, S. 26—28.
- WALDMANN, L.: Über weitere Begehungen im Raume der Kartenblätter Zwetl—Weitra, Ottenschlag und Ybbs. — Verh. Geol. B.-A. 1938. S. 115—119.

- WALDMANN, L.: in Handbuch der Regionalen Geologie. I. Bd., 5. Abt. Die Sudetenländer unter Mitarbeit von L. WALDMANN u. A. LIEBUS von W. PETRASCHKEK, Heidelberg 1944.
- 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: SCHAFFER, F. X. Geologie von Österreich. — Verlag Deuticke, Wien 1951. S. 10—94.
- WIESNER, F.: Die kristalline Umrahmung des Gailneukirchner Beckens. — Inaug.-Diss. phil. Fak. Univ. Graz 1942.
- WILLMANN, K.: Die Redwitzite, eine neue Gruppe von granitischen Lamprophyren. — Ztschr. Deutsche Geol. Ges., Bd. 71, 1919, Berlin 1920. S. 1—33.
- ZIRKL, E.: Bericht 1959 über Aufnahmen auf Blatt 16, Freistadt O.-Ö. — Verh. Geol. B.-A. 1960. S. A 97—A 98.

## Neue geologische Ergebnisse aus dem Sauwald (O.-Ö.)

Von OTTO THIELE

Mit Tafel 3

Im Rahmen bzw. im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt sind seit einigen Jahren Kartierungsarbeiten im Gange, welche die Erstellung einer geologischen Übersichtskarte des Mühlviertels und des Sauwaldes zum Ziele haben (1, 3, 4, 5, 11, 13, 15, 19 und 21). Dem Verfasser fiel dabei die Bearbeitung des südwestlichen Abschnittes zu, welcher auf beigegebenem Übersichtskärtchen dargestellt ist. Die Arbeiten, insbesondere die genaueren petrographischen Untersuchungen sind noch nicht abgeschlossen, trotzdem erscheint ein kurzer Überblick über die bisher gesicherten Neuergebnisse gerechtfertigt, vor allem deshalb, weil einige der hier behandelten Fragen auch für weitere Gebiete des Moldanubikums Bedeutung haben. (Über den nördlich anschließenden Teil des westlichen Mühlviertels berichtet im gleichen Heft dieser Verhandlungen G. FUCHS.)

### Überblick über den geologischen Aufbau

Entlang der Donau zieht ein verhältnismäßig schmaler Streifen von Bänder- und Schiefergneisen (Hornblende- und Biotitgneise) mit Einschaltung von Amphibolit, stellenweise Graphitschiefer und Spuren von Marmor, Serpentin (Ophicalcit). Daneben finden sich reichlich aplitoide und pegmatoide Lagen und Gängchen, sowie Lager und Gänge von hellem, meist zweiglimmerigen Feinkorngranit bis Granitgneis. Die ganze Serie streicht W—E bis WNW—ESE, fällt generell steil bis mittelsteil gegen N und zeigt intensive Durchbewegung, zum Teil unter Bildung prächtiger, alpinotyper, anscheinend südvergenter Faltenstrukturen. Faltenachsen flach W—E bis WNW—ESE.

Nördlich dieser Serie folgen mit gleichsinnig orientiertem Streichen Perlgneise und Grobkorngneise (= dem Weinsbergergranit zuordenbare Mischformen mit zentimetergroßen Kalifeldspatporphyroblasten); südlich an den Schiefergneisstreifen anschließend — diesen zum Teil noch miterfassend — eine Zone starker Mylonitisation, die Donaustörung.

Der überwiegende Teil des nördlichen und ein Großteil des mittleren Sauwaldes wird von Perlgneisen (Oligoklas — Biotitgneisen), Cordieritperlgneisen, Körnelgneisen (im Sinne Gümbel — Grabers) und kalifeldspatführenden biotitcordieritreichen Migmatiten aufgebaut, alles in allem variszische Mischgesteine