

Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmischen Masse

Von GERHARD FUCHS & ALOIS MATURA *)

Mit 1 geologischen Karte (Blatt West und Blatt Ost) = Beilagen 1 und 2

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 2—8, 12—21, 29—38, 51—55

Schlüsselwörter
Böhmische Masse
Mühlviertel
Waldviertel
Kristallin

INHALT

1. Einleitung	2
2. Regionale Übersicht	3
3. Die Gesteinsarten	3
3.1. Metamorphite	3
3.1.01. Paragneise	3
3.1.02. Quarzite	5
3.1.03. Glimmerschiefer und Phyllite	5
3.1.04. Kalksilikatgesteine	6
3.1.05. Marmore	6
3.1.06. Granulite	7
3.1.07. Gföhler Gneis	8
3.1.08. Ultrabasite	9
3.1.09. Granatpyroxenite (Eklogite)	9
3.1.10. Amphibolite	9
3.1.11. Dioritgneise	10
3.1.12. Granodioritgneis von Spitz	11
3.1.13. Dobra-Gneis	11
3.1.14. Bittescher Gneis	12
3.1.15. Weitersfelder Stengelgneis	12
3.1.16. Syenitgneise („Wolfshofer Granit“)	12
3.1.17. Granitoide und Orthogneise unbestimmter Zuordnung	13
3.2. Plutonite der Thaya-Masse und Brüner Masse	13
3.3. Variszische Plutonite und Migmatite	14
3.3.1. Rastenberger Granodiorit	14
3.3.2. Weinsberger Granit	15
3.3.3. Schärddinger Granit und sein Migmatithof	17
3.3.4. Diorite	17
3.3.5. Feinkorngranite	19
3.3.6. Eisgarner Granit	21
3.3.7. Ganggesteine	21
3.4. Sedimentserien	22

*) Anschrift der Verfasser: Dr. GERHARD FUCHS und Dr. ALOIS MATURA, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

4. Der geologische Bau	22
4.1. Das moldanubische Gneisgebirge	22
4.2. Das Moravikum und die Brüner Masse	30
4.3. Das Süd-Böhmische Granitmassiv	34
4.4. Das Mühlviertel und der Sauwald	36
5. Literatur	39

Zusammenfassung

Es wird eine Übersicht des neuesten Standes der geologischen Kartierung im österreichischen Anteil der Böhmisches Masse gegeben (Taf. 1). Durch die Darstellung auch der angrenzenden Bereiche der ČSSR und Bayerns wird eine Einbindung unseres Raumes in das Gesamtbild der Böhmisches Masse angestrebt. Die am Aufbau beteiligten kristallinen Gesteine und deren Lagerungsverhältnisse werden in knapper Form beschrieben. Verschiedene Möglichkeiten einer Deutung des Baues werden in selbständigen Arbeiten von G. FUCHS, A. MATURA und O. THIELE im Anschluß an die vorliegende Publikation gegeben.

Abstract

A review of the recent state of geological mapping in the Austrian part of the Bohemian Massif is given (Taf. 1). By presenting also the adjoining regions of ČSSR and Bavaria we follow the aim to give a uniform picture of the geology of the south-eastern portions of the Bohemian Massif. The crystalline rocks are briefly described. Possibilities to interpret the geological setting are given in separate papers by G. FUCHS, A. MATURA and O. THIELE in the same volume.

1. Einleitung

Die letzte Gesamtdarstellung des außeralpinen Grundgebirges von Österreich ist jener Beitrag von L. WALDMANN in F. X. SCHAFFER's Geologie von Österreich aus dem Jahre 1951. Der besondere Wert dieser Arbeit liegt in der ausführlichen textlichen Darstellung eines hohen Wissensstandes, der teils auf Überliefertem, teils auf den umfassenden persönlichen Erfahrungen L. WALDMANN's beruht. Die beigegebene kleinmaßstäbliche Übersichtskarte weist, dem damaligen Stand der geologischen Landesaufnahme entsprechend, noch einige weiße Flecken auf, denn weite Gebiete waren zu dieser Zeit noch nicht kartiert oder nur ungenügend bekannt.

Seither wurde der österreichische Anteil der Böhmisches Masse, aber auch das angrenzende tschechoslovakische Gebiet bis auf wenige Ausnahmen neu aufgenommen und zum Teil publiziert (Mühlviertel, ČSSR). Auch konnten durch zahlreiche absolute Altersbestimmungen an Gesteinen der Böhmisches Masse sowie durch petrologische Untersuchungen die Kenntnisse über die geologische Geschichte dieser Einheit vertieft werden.

Wir haben nun versucht, den derzeitigen Forschungsstand in einer neuen Gesamtdarstellung zu präsentieren. Dabei haben wir besonderen Wert auf eine möglichst detaillierte kartenmäßige Übersicht gelegt. Dieser Absicht entsprach am besten der gewählte Maßstab von 1 : 200.000. Neben publizierten Beiträgen wurden für den österreichischen Anteil auch unpublizierte Unterlagen von A. ERICH, G. FUCHS, J. E. KUPKA, A. MATURA, S. SCHARBERT, O. SCHERMANN, B. SCHWAIGHOFER und O. THIELE nebst handkolorierten Archivexemplaren 1 : 75.000 der Geologischen Bundesanstalt verwendet. Für das angrenzende tschecho-

slovakische Gebiet wurde die Geologische Karte der Tschechoslovakei 1 : 200.000 herangezogen.

Im Begleittext zu dieser Karte haben wir uns bemüht, den geologischen Befund knapp und objektiv darzustellen. Die beiden Autoren haben die Absicht, in anschließenden Publikationen ihre persönlichen Vorstellungen über die geologische Geschichte des dargestellten Gebietes zu erklären.

2. Regionale Übersicht

Betrachtet man die Geologische Karte der südlichen Böhmisches Masse (Taf. 1), so erkennt man auf den ersten Blick die strukturellen Großeinheiten. Im Zentrum befindet sich der variszisch aufgedrungene Granitpluton. Östlich schließt das Gneisgebiet des Waldviertels und Mährens an, in dem regionale NNE-SSW-Streichrichtung herrscht. Seit F. E. SUSS wird der östlichste Teil dieses Gneisgebietes wegen Unterschieden in Struktur, Metamorphose und Gesteinsbestand als Moravikum vom übrigen Moldanubikum abgetrennt. Westlich des Granitplutons wird das Mühlviertel und der Sauwald von NW-SE-streichenden, variszischen Migmatiten und Graniten aufgebaut. Die Gebirgszone setzt im Bayerischen Wald gegen NW fort und wird im folgenden Text als Bavarikum bezeichnet (G. FUCHS, 1976). Im Böhmer Wald streicht an diese Zone im rechten Winkel ein NE-SW-gerichteter, stofflich andersartiger Orogenstreifen aus Böhmen heran. Bezüglich Gesteinsbestand und Innenbau stimmt dieser mit dem moldanubischen Gneisgebirge des Waldviertels und Mährens weitgehend überein.

3. Die Gesteinsarten

Die Reihenfolge der Beschreibung richtet sich nach dem Alter der Gesteine. Allerdings ist die altersmäßige Reihung innerhalb der Metamorphite besonders schwierig, weil über die Eduktalter keine sicheren Belege vorliegen und mit Hilfe von Serienvergleichen nur Vermutungen angestellt werden können. Daher wurden die Metamorphite in Paragesteine und Orthogesteine gegliedert. Die umstrittene Genese von Granulit und Gföhler Gneis soll dadurch zum Ausdruck kommen, daß diese im folgenden Text zwischen die Para- und Orthogesteine gereiht werden. Die moravischen Gesteinsarten werden gemeinsam mit ihren moldanubischen Äquivalenten beschrieben.

3.1. Metamorphite

3.1.01. Paragneise

Unter diesem Titel sind Gesteine von großer Mannigfaltigkeit in Mineralbestand und Gefüge zusammengefaßt. Sie besitzen unter den Metamorphiten die größte Verbreitung und sind gleichsam als die Grundmasse zu verstehen, in der die anderen Metamorphite eingelagert sind.

Am häufigsten sind Biotit-Plagioklasgneise. Der Plagioklas liegt in der Regel als Oligoklas/Andesin vor. Quarz und häufig auch Muskowit ergänzen den Hauptbestand. Dazu treten wechselnde Mengen von Granat und Sillimanit.

Stellenweise findet sich auch ein nennenswerter Graphitanteil, der bis zur Ausbildung von Graphitschiefern reicht. Die fein- bis mittelkörnigen Paragneise sind meist deutlich geschiefert, wobei die \pm ausgeprägte Inhomogenität der Mineralverteilung fast ausnahmslos mit der Regelung konform ist. So wechsellagern z. B. häufig quarz- und feldspatreiche Bänke mit betont schiefrigen, glimmerreicheren Lagen.

Der beschriebene Haupttypus, wie er im Waldviertel sehr verbreitet ist, ist unter den Bedingungen der Almandin-Amphibolitfazies des Barrow-Typs (H. G. F. WINKLER, 1965) geprägt worden. Im Einklang mit diesem Befund ist die Ausbildung von Migmatitgneisen, wie sie etwa gehäuft entlang der West-Grenze des Gföhler Gneises zwischen Donau und Kamp sowie im Raume Drosendorf auftreten, zusammen mit Einlagerungen von leukogranitisch-pegmatoiden oder granitischen Körpern.

Bereichsweise sind durch das Auftreten von Staurolith in den Paragneisen mit Muskowit und Disthen etwas weniger metamorphe Varietäten ausgebildet. So nimmt etwa gegen das Moravikum zu die Metamorphoseintensität allmählich ab und reicht bis in die Grünschieferfazies. Im Sinne von F. E. SUESS hält G. FUCHS (1971) die Verhältnisse im östlichsten Teil des Moldanubikums deswegen für kompliziert, weil dieses Gebiet von einer retrograden Metamorphose betroffen wurde, die im angrenzenden Moravikum als aufsteigende Metamorphose wirkte. Außerdem ist letztere, wie G. FRASL (1968, 1970) und V. HÖCK (1974) feststellten, gebietsweise unterschiedlich stark wirksam gewesen.

In der Nähe der variszischen Plutonite führen die Paragneise meist Cordierit. Dies läßt eindeutig einen genetischen Zusammenhang erkennen. Migmatite und Perlgneise, die einen noch engeren Bezug zur Entstehung der variszischen Plutonite besitzen, sollen später gemeinsam mit den letzteren behandelt werden.

Mit den begleitenden Quarziten, Arkosegneisen, Glimmerschiefern, Graphitschiefern, Karbonatgesteinen und Amphiboliten sind die Paragneise durch Übergänge und Wechsellagerung eng verbunden, die Kontakte können aber auch scharf sein.

In der Nachbarschaft von Granulit und Gföhler Gneis finden sich zusammen mit Granat-Pyroxenamphibolit „granulitische Gneise“. Sie unterscheiden sich von den normalen Paragneisen, mit denen sie auch bankförmig wechsellagern können, durch Glimmerarmut und höheren Anteil an Sillimanit, Disthen und Granat. Straffe flächige und lineare Mineraleinregelung sind charakteristisch. Dies weist darauf hin, daß die Granulite mit ihrem unmittelbaren Rahmen primär verbunden waren und unter ähnlichen Metamorphosebedingungen geprägt wurden.

Die Zone von Herzogsdorf

Im Mühlviertel, östlich der namengebenden Ortschaft, findet sich eine eigenartige Gesteinsvergesellschaftung (G. FUCHS & O. THIELE, 1968, S. 16): Schwach bis nicht granitisierte Perlgneise sind häufig von konkordanten Lagen und Linsen fein- bis grobkörniger, kalifeldspatreicher Pegmatoide (dm- bis mehrere m-mächtig) durchsetzt. Schollige Pyroxen-Hornblendeaggregate und grobe Horn-

blende- und Titanitkristalle begleiten häufig die Pegmatoide. Graphitschüppchen sind in diesen Gesteinen nicht selten. Die Flinzgraphitvorkommen dieser Gegend (H. HOLZER, 1964, S. 362), die früher abgebaut wurden, sind ihrer Verbreitung nach an die genannte Gesteinsserie gebunden und bilden einen Bestandteil der Zone von Herzogsdorf. Sehr zurücktretend sind auch Granatamphibolit und etwas Kalksilikatfels zu beobachten.

Wahrscheinlich ist diese Gesteinsvergesellschaftung mit der Bunten Serie des Bayerischen Waldes (Kropfmühl) und Süd-Böhmens vergleichbar. Mobilisationen (Pegmatoide) bei der Perlgneisbildung haben die Serie allerdings weitgehend verändert und machen die Serienzuordnung unsicher.

3.1.02. Quarzite

Die meist feinkörnigen, häufig grau-weiß, auch bräunlich gebänderten, plattig-bankigen Quarzite liegen selten als reine Quarzgesteine vor, sondern sind meist durch einen \pm großen Gehalt an Feldspat verunreinigt. Örtlich kann auch Sillimanit, Granat und Graphit hinzutreten. In dem weniger metamorphen moravischen Bereich sind noch primäre Sandsteingefüge in quarzitischen Bändern erhalten (L. WALDMANN, 1951).

Der Feldspatgehalt in den Quarziten kann bis zur Ausbildung von Arkosegneisen ansteigen oder die Zunahme des Graphitanteiles zu Graphitquarziten führen. G. FUCHS betont, daß in der Bunten Serie Graphitquarzite sehr untergeordnet gegenüber Graphitschiefer auftreten oder fehlen, während sie in den Gföhler Gneis und Granulit benachbarten Paragneisseriesen als Leitgesteine gelten können.

Die Quarzite treten bevorzugt im Verband mit Paragneisen, karbonatischen Gesteinen und Amphiboliten auf. Einschaltungen von Quarzit im Weitersfelder Stengelgneis oder von Spitzer Granodioritgneis in Quarzit belegen ebenfalls eine enge räumliche Beziehung der beteiligten Gesteinsarten.

3.1.03. Glimmerschiefer und Phyllite

In der Regel beteiligen sich am Aufbau der mittel- bis grobschuppigen Glimmerschiefer sowohl Biotit als auch Muskowit neben Quarz, Oligoklas und Granat. Häufig wird dieser Mineralbestand durch Staurolith, Disthen, sowie geringe Mengen von Sillimanit, Turmalin und Graphit ergänzt, dessen Anteil örtlich stärker zunehmen kann. In Bereichen mit geringerer Metamorphose werden die Glimmerschiefer durch Phyllite vertreten. Die Glimmerschiefer und Phyllite wechsellagern mit Paragneisen, Quarziten und Karbonatgesteinen.

Glimmerschiefer bilden \pm geschlossene Zonen unmittelbar westlich des Süd-Böhmischen Plutons bei Kaplice sowie im E des Moldanubikums, wo sie den Bittescher Gneis begleiten.

V. HÖCK (1974) hat eine metamorphe Zonierung quer zum regionalen Verlauf der Moravischen Zone beschrieben. Daher sind die Phyllite nicht streng horizontbeständig an die regionale Zonierung gebunden, wohl aber eher in den östlichen Bereichen der Moravischen Zone verbreitet.

Die Entstehung der Glimmerschiefer entlang der Grenze Moldanubikum—Moravikum ist umstritten. Die stoffliche Zusammensetzung sowie ein Alternieren mit Paragneisen begünstigen die Deutung einer sedimentär vorgegebenen Anlage. In letzter Zeit hat G. FUCHS moldanubische Gesteinszonen bis an die Grenze der Moravischen Zone verfolgt und dabei eine allmähliche Verglimmerung und Zunahme des Anteiles an Glimmerschiefern festgestellt. Wenn man im Sinne von F. E. SUSS die moravische Grenze als die Moldanubische Überschiebungsfläche auffaßt, dann würden die Ergebnisse von G. FUCHS wieder die Annahme einer dynamometamorphen Entstehung der Glimmerschiefer durch Umwandlung aus Schiefergneisen in einer Zone stärkerer Durchbewegung unterstützen.

3.1.04. Kalksilikatgesteine

Quarz, Andesin, Diopsid, Granat und Karbonat bilden die Hauptbestandteile dieser fein- bis grobkörnigen, meist inhomogenen, bunt gestreiften oder gefleckten Gesteine. Daneben sind auch wechselnde Anteile von Hornblende, Alkalifeldspat und Skapolith zu nennen. Die Kalksilikatgesteine sind zumeist sehr hart, kompakt-zäh, relativ verwitterungsresistent und neigen zur Bildung von Härtingsrücken. Sie stammen vermutlich aus unreinen Kalken oder Dolomiten ab und treten als Einschaltungen in Paragneisen bevorzugt im Verband mit Marmor und Quarzit auf.

Unter den unzähligen meist kleineren Vorkommen sind die Fugnitzer Kalksilikatschiefer durch F. E. SUSS (1912) besonders hervorgehoben und ihre enge Bindung an den Bittescher Gneis betont und diskutiert worden. G. FRASL (1974) hat auf Primärkontakte hingewiesen.

Als Skarne wurden Magnetit-Granat-Pyroxengesteine beschrieben (L. WALDMANN, 1952; K. NEUWIRTH & H. HOLZER, 1962), die mit Pyroxenamphiboliten eine Schollenkette im Gföhler Gneis östlich von Drosendorf bilden. Ein Zusammenhang mit Karbonatgesteinen ist nicht feststellbar. D. NEMEC hat sich mit dem Skarnproblem in mehreren petrographischen Untersuchungen auseinandergesetzt (z. B. 1967, 1970). So findet er aus der Art der Amphibole oder Granate seine Ansicht bestätigt, wonach die Skarnbildung älter ist als die letzte Regionalmetamorphose.

3.1.05. Marmore

Meist sind mittel- bis grobkörnige, grau-weiß gebänderte Kalkmarmore ausgebildet. Graphit und silikatische Beimengungen wie Quarz, Feldspat, Diopsid, Tremolit, Phlogopit und Skapolith sind streifenweise verteilt. Örtlich kann Graphit in bauwürdigen Mengen angereichert sein.

Gewöhnlich formieren sich die Marmorzüge gemeinsam mit Paragneisen, Kalksilikatgneisen, Quarziten und Amphiboliten zu breiten, regional-geologisch markanten Zonen. Fallweise kann eine innige Mengung von Marmor und leuko-granitischen bis aplitisch-pegmatoiden Diatexiten beobachtet werden (Jauerling, Dunkelstein) oder boudinierte Einschaltungen ehemaliger Aplit- und Amphibolitgänge.

Der Hartensteiner Marmor ist eine bunt-gebänderte Sonderform der Marmore in rötlichen und gelblichen Schattierungen mit kalksilikatischen Reaktionsräumen um die attraktiv eingelagerten Amphibolit-Boudins und Pegmatite. Häufige, bis 3 cm dicke, braune Bänder bestehen aus einem Gemenge von Andradit, hedenbergitischem Pyroxen, Magnetit und Quarz (H. G. SCHARBERT, 1966). Der Hartensteiner Marmor ist in Amphiboliten eingeschaltet.

3.1.06. Granulite

Hierher gehören feinkörnige, helle, auch grau-violett gestreifte, meist straff geregelte, kristalline Gesteine. Zu den Hauptbestandteilen zählen Quarz, Orthoklas, antiperthitischer Plagioklas und almandinreicher Granat. Gewöhnlich sind auch geringere Mengen an Biotit, Disthen und Sillimanit vorhanden. Rutil sowie deutlich gerundete Zirkone sind charakteristische Akzessorien (G. NIEDERMAYR, 1967). Diskenquarze sind ein häufiges und charakteristisches Gefügemerkmal. Neben den hellen Varietäten, den Granuliten im engeren Sinne (Weißstein), treten auch Pyroxengranulite und Pyriklasite auf. Es sind dunkelgraue, meist massige zäh-harte Felse aus Andesin-Labrador sowie aus wechselnden Anteilen von Ortho- und Klinopyroxen, brauner Hornblende, Granat und Quarz. Solche Pyroxengranulite sind innerhalb der Granulitkörper nicht homogen verteilt, sondern drängen sich in bestimmten Bereichen zusammen, wie etwa am S-Rande des Dunkelsteiner Wald-Wieselburger Granulits.

Örtlich sind den Granuliten Ultrabasite unterschiedlicher Ausdehnung eingelagert (Pyrop-Olivinfelse, Serpentine). Die Schieferung ist der der umgebenden Granulite angeglichen. Die Granulitkörper sind häufig von einer Hülle von Ultrabasiten und Diallagamphiboliten umgeben, wobei die Ultrabasite meist unmittelbar an den Granulitrand anschließen.

Die größeren Granulitkörper und ihre nähere Umgebung besitzen häufig einen Bau, dessen Streichen quer zum regionalen Streichen verläuft. Regionalgeologisch betrachtet fällt auf, daß die Granulite häufig gemeinsam mit Gföhler Gneis auftreten, unter direkter Berührung oder in augenfälliger Nähe derselben. Dieser Umstand läßt auf enge genetische Beziehungen schließen.

In letzter Zeit hat sich besonders H. G. SCHARBERT mit der Petrographie der Granulite des österreichischen Waldviertels befaßt (1962 bis 1974). Er vertrat gegenüber älteren Meinungen den Standpunkt, daß als Ausgangsmaterial ein Sedimentkomplex mit tuffogenen und sauren magmatischen Einlagerungen angenommen werden kann (H. G. SCHARBERT, 1962). Für die Bildung dieser Edukte wird auf Grund von Rb/Sr-Gesamtgesteinsanalysen (A. ARNOLD & H. G. SCHARBERT, 1973) ein ordovizisches Alter als wahrscheinlicher angenommen als ein kambrisches oder präkambrisches. Für die granulitfazielle Metamorphose gestattet die erwähnte Altersbestimmung mit einer Gesamtgesteinsisochrone von 469 ± 11 Mill. J. und einer Isochrone aus Granulitbändern mit einem Alterswert von 431 ± 35 Mill. J. eine ordovizisch bis silurische Datierung. Zu ähnlichen Werten gelangte die Bundesanstalt für Bodenforschung in Hannover (Datierungsbericht 5/67 unpubliziert), wonach die Granulite des Waldviertels (mit Gföhler Gneis und anderen Gesteinen) auf einer Rb/Sr-Gesamtgesteinsisochrone von $455 \pm$

25 Mill. J. liegen. Unter Verwendung von Ergebnissen der experimentellen Petrologie geben H. G. SCHARBERT & G. KURAT (1974) als Bildungsbedingungen 11 kb und 760° C an, was einer Entstehung in den tiefsten Krustenteilen entspricht. Eine charakteristische Besonderheit der granulitfaziellen Metamorphose ist der relativ geringe $p_{\text{H}_2\text{O}}$. Die variszische Metamorphose bewirkte jüngere Mineralalter. Von Biotiten wurden Alterswerte von ungefähr 300 bis 270 Mill. J. für die Abkühlung am Ende der variszischen Metamorphose abgeleitet (A. ARNOLD & H. G. SCHARBERT, 1973).

Auf Grund ihrer Untersuchungen kommt O. MATEJOVSKÁ (1967) für die Granulite aus dem Raume von Náměšt zu der Annahme eines sauren, tuffitischen Eduktes. Nach der Prägung unter den Bedingungen der Granulitfazies sei es im Zuge einer Migmatisationsphase, in der auch die Gföhler Gneise erzeugt wurden, zu einer partiellen Rekristallisation des granulitischen Mineralbestandes gekommen.

G. FUCHS dagegen denkt eher an eine gleichzeitige Bildung von Granulit und Gföhler Gneis in eng benachbarten Räumen. Diese Annahme wird durch die absoluten Altersbestimmungen unterstützt.

3.1.07. Gföhler Gneis

Diese fein- bis mittelkörnigen, nur örtlich grobkörnigen Orthogneise bilden ausgedehnte, einförmige Massen von granitischer Zusammensetzung. Alkalifeldspat überwiegt gegenüber Oligoklas. Neben feinschuppigem Biotit sind meist auch Granat und Sillimanit in geringen Mengen am Aufbau beteiligt. Disthen ist eher selten anzutreffen. Das Gefüge macht meist einen unruhig-flaserigen oder zeiligen Eindruck. Muskowit ist untypisch für Gföhler Gneis und kommt gelegentlich gemeinsam mit Alkalifeldspat vor, auf dessen Kosten er vermutlich sekundär gesproßt ist.

Neben diesem Haupttypus sind stellenweise auch massigere Varietäten ausgebildet, wie etwa im Horner Gneis, der als teilweise rekristallisiert gedeutet wird. In diesem werden Sillimanit und Granat verglimmert und das typische unruhige Gefüge verschwindet.

Meist sind die Gföhler Gneiskörper, ähnlich den Granuliten, von einer Amphibolithülle umgeben. Sporadisch kann man auch Ultrabasite, ganz vereinzelt auch Granatpyroxenite, antreffen, bevorzugt an der Grenze zwischen Gföhler Gneis und Amphibolit, aber auch als Einschlüsse innerhalb der Gneiskörper. Mitunter sind den Gföhler Gneisen auch Schollen und Züge von Paragneisen und Amphiboliten eingeschaltet. Die Grenzen zum Nachbargestein sind in der Regel scharf ausgebildet.

Lokal wechselt der Gföhler Gneis mit dem Nebengestein, was in diesen Fällen einen primären Verband belegt. Die Gföhler Gneis-Zone östlich Drosendorf ist durch Paragneis-Einschaltungen sehr hybrid und daher nur unscharf abtrennbar. In dieser Zone fanden sich lokal auch Typen ohne Granat und Sillimanit und z. T. auch ohne Biotit aber mit Hornblende. Sonst entsprechen sie weitgehend dem normalen Gföhler Gneis, in den sie im Streichen übergehen. Diese Sonderformen wurden durch Übersignatur in der Karte abgetrennt.

Auf die räumlichen Beziehungen zu den Granuliten wurde schon unter 3.1.06. hingewiesen.

Nach unpublizierten Berichten der Bundesanstalt für Bodenforschung Hannover ergaben die Gföhler Gneise bei Rb/Sr-Gesamtgesteinsanalysen wie die Granulite ordovizisches Alter.

3.1.08. Ultrabasite

Zu ihnen zählen die meist flasrigen, klein- bis mittelkörnigen Olivin-gesteine, die häufig Orthopyroxen, bisweilen auch Granat führen (Pyrop-Olivinfelse). Häufig sind diese peridotitischen Gesteine unter Bildung von Serpentinmineralen, Hornblende, Talk und Chlorit in Serpentine umgewandelt worden. In Bereichen mit niedrigerer Metamorphose sind auch Strahlsteinschiefer vertreten.

Mit wenigen Ausnahmen sind Ultrabasite nur zusammen mit Amphiboliten aber auch mit Granuliten und Gföhler Gneis zu finden. Die Ränder von Gföhler Gneis, noch mehr aber von Granulit werden gerne durch Linsen oder langanhaltende, schmale Züge von Ultrabasiten markiert.

Örtlich sind die Ultrabasitkörper intensiv verwittert worden, was zur Bildung einer chalzedondurchtränkten Laterit-Schwarte führte (Křemže, Runds-Neuhäusl, Waldkirchen/Thaya usw.).

3.1.09. Granatpyroxenite (Eklogite)

Diese massigen, homogenen, feinkörnigen Granat-Pyroxen-Gesteine, die fallweise auch braune Hornblende, Disthen und etwas Plagioklas führen, sind zwar sehr markant aber mengenmäßig unbedeutend. Sie bevorzugen die Gesellschaft der Ultrabasite innerhalb oder in der Nähe der Granulite.

Nach F. KAPPEL (1967) und H. G. SCHARBERT (1973) stammen die Eklogite aus dem oberen Erdmantel und sind zur Zeit der Granulitmetamorphose im unteren Krustenbereich durch tektonische Vorgänge an einigen Stellen in die Granulite gelangt. Für die Bildungsbedingungen der Eklogite gibt F. KAPPEL 23 kb und $> 1000^{\circ}$ C an und meint, daß die Granulitfazies nur „retrograde“ Spuren am Eklogit hinterlassen hat. Zu den gleichen Ergebnissen gelangt H. G. SCHARBERT nach dem Vergleich der Elementverteilung in den Granaten der Granatpyroxenite und deren Pyriklasit-Begleitern (1973). Demnach sind die Granate der Granatpyroxenite durch Pyropreichtum und homogene Elementverteilung ausgezeichnet. Die pyroparmen und inhomogenen Granate der Pyriklasite dagegen sind jenen der normalen Granulite ähnlich. Daher sollen die Pyriklasite aus den Granatpyroxeniten durch „retrograde“ Granulitisierung entstanden sein.

3.1.10. Amphibolite

Den mannigfaltigen Varietäten dieser Gesteinsgruppe ist das meist klein- bis mittelkörnige, schiefrige Gefüge und Hornblende und Plagioklas als dominierende Hauptbestandteile gemeinsam. Man kann entweder homogene, teils flasrige Typen oder inhomogene, gebänderte, plattige und schlierig migmatitische Abarten unter-

scheiden. Als Übergemengteile sind örtlich Pyroxen (Bronzit, Diallag), Granat oder Biotit vorhanden, in Bereichen mit geringerer Metamorphose (Moravikum, angrenzendes Moldanubikum) auch Zoisit-Epidot-Mineralen. Gewöhnlich sind die Amphibolite in fast allen Bereichen der Metamorphite verstreut anzutreffen, doch treten sie meist zonenweise gehäuft auf. Von dieser Masse heben sich einzelne Vorkommen durch besondere Merkmale ab.

Die Rehberger Amphibolite sind durch das Auftreten von Serpentin, der meist an der Basis der Folge auftritt, sowie durch die Einschaltung oder häufige Wechsellagerung mit granitischen Orthogneisen charakterisiert. Gelegentlich ist auch Marmor eingeschaltet. Schon seit F. BECKE (1882, S. 360 ff.) sind reliktsche Gefüge in flasrigen Lagen bekannt, die auf eine gabbroide Herkunft deuten. Nicht selten sind die Amphibolite gebändert, was als Hinweis auf eine vulkanische Abkunft angesehen wird.

Der Amphibolitzug, der von der Buschlandwand nördlich Spitz sowohl nach S als auch, nach ausgeprägten Windungen, über Hartenstein nach N reicht, ist den Rehberger Amphiboliten verblüffend ähnlich.

Diallagamphibolite, die auch reichlich Granat führen können, zeigen meist die unmittelbare Nähe von Granuliten an.

Migmatitische Amphibolittypen sind an die Nachbarschaft von Gföhler Gneis gebunden. Eine Sonderform dieser Varietäten stellen die Anorthositamphibolite dar, in welchen plagioklasreiche mit hornblendereichen Zeilen alternieren (Rossatz, Senftenberg, Straß, Waidhofen, Č. Krumlov).

Fleckamphibolite, wie sie bevorzugt im Granodioritgneis von Spitz auftreten, sind durch ungefähr cm-große, porphyrische Plagioklasaugen charakterisiert, in denen H. G. SCHARBERT (1959) Hochtemperaturoptik festgestellt hat.

Die Amphibolite sind oft durch Wechsellagerung innig mit den Paragneisen gemengt, so daß eine scharfe kartenmäßige Abtrennung von diesen unmöglich ist.

Neben der Abkunft von basischen Magmatiten dürfte für manche Amphibolite auch ein sedimentäres Ausgangsgestein wahrscheinlich sein. In der gleichen Richtung hat sich auch A. MARCHET (1924) geäußert, dem wir ausführliche petrologische Untersuchungen der waldviertler Amphibolite verdanken.

3.1.11. Dioritgneis

In der Kartierungspraxis werden Gesteine dieser Art wohl meist als eine Abart der Amphibolite aufgefaßt und unter der Amphibolit-Signatur ausgeschieden. Durch die Neukartierung wurde jedoch nördlich der Wachau im Raume Nöhagen—St. Michael—Dürnstein ein Vorkommen von Dioritgneis erfaßt, das schon bei F. BECKE (1882) erwähnt ist und das sich deutlich vom normalen Amphibolittyp unterscheidet.

Gewöhnlich ist der Dioritgneis als homogener, feinkörniger, dioritischer Biotit-Hornblendegneis ausgebildet. Im Gebiet von Nöhagen ist er mit stockförmigen, massigen bis flasrigen, mittel- bis grobkörnigen Gesteinen von gabbroider Zusammensetzung verbunden. Ein ähnliches stockförmiges Vorkommen befindet sich südlich von Gars am Kamp (Buchberg/Kamp).

3.1.12. Granodioritgneis von Spitz

Mit dieser Bezeichnung ist ein homogener, klein- bis mittelkörniger, granodioritischer bis leukoquarzdioritischer Biotitgneis gemeint, der gelegentlich auch Hornblende führen kann. Auffallend sind die Einschaltungen von Fleckamphiboliten (siehe 3.1.10.). Dieser Orthogneis wird häufig im Verband mit Quarziten angetroffen innerhalb einer bunten Paragesteinsfolge.

Schon 1917 hat F. BECKE auf diesen Granodioritgneis hingewiesen. 1938 hat L. WALDMANN nach Übereinkunft mit A. MARCHET den Namen „Spitzer Gneis“ eingeführt, als Sammelname einer bestimmten Gruppe von Orthogneisen granodioritischer bis granitischer Zusammensetzung. Nach den Neuaufnahmen von G. FUCHS und A. MATURA hat sich gezeigt, daß die Granodioritgneise von Spitz für die Orthogneisgruppe der sogenannten „Spitzer Gneise“ nicht repräsentativ sind. Denn bei den Spitzer Varietäten dominiert die granodioritische Zusammensetzung, die Gleichkörnigkeit und eine ausgedehnte Homogenität des Gefüges. Dagegen herrscht bei den Dobra-Gneisen (siehe unten) granitische Zusammensetzung vor, nicht selten sind Augengneise anzutreffen und eine Tendenz zu lagiger Ausbildung ist charakteristisch. Außerdem treten die Granodioritgneise von Spitz in einer höheren Position auf als die Dobra-Gneise, die den Hauptstrang der sogenannten „Spitzer Gneise“ bilden. Daher wurde für die Orthogneise bei Spitz in dieser Arbeit wieder auf den Namen Granodioritgneis zurückgegriffen und für die Hauptmasse der „Spitzer Gneise“ der Name Dobra-Gneis verwendet. Mit dieser Trennung von Gesteinsarten, die früher unter einem Namen zusammengefaßt waren, soll hier nicht die Meinung vertreten werden, daß ein genetischer Zusammenhang ausgeschlossen ist, sondern vor allem dem Geländebefund Rechnung getragen werden.

In den zentralen tiefstaufgeschlossenen Teilen der Bunten Serie des Drosendorfer Fensters fand G. FUCHS (1975) mit Amphibolit wechsellagernde biotit- und hornblendeführende granodioritische Gneise, die vermutlich dem Granodioritgneis von Spitz entsprechen.

3.1.13. Dobra - Gneis

Dieser Orthogneistypus ist in breiter Entwicklung im mittleren Kamptal im Bereich des Dobra-Stausees in einem prächtigen Querprofil aufgeschlossen. Den Begriff „Dobra-Gneis“ hat erstmals CH. EXNER vor 1953 als Arbeitsbegriff für dieses Vorkommen verwendet, das uns für die Variationsbreite und Ausbildung dieses langgestreckten Orthogneiszuges repräsentativ erscheint.

Unter die Bezeichnung Dobra-Gneise fallen homogene, klein- bis grobkörnige Biotitgneise leukogranitischer, granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung. Streckenweise sind Augengneise entwickelt mit cm-großen Augen von Kalifeldspat aber auch von Plagioklas. Fallweise ist auch Hornblende oder Muskowit am Mineralbestand beteiligt. Die Art der Feldspatauge (G. FRASL, 1954), die Form der akzessorischen Zirkone (G. G. DESHPANDE & I. ÖZPEKER, 1965) sowie die geochemischen Eigenschaften (M. KHAFFAGY, 1971) lassen auf eine magmatische Entstehung zumindest von Teilen der Dobra-Gneise schließen.

Typisch für den Dobra-Gneis sind die in regelmäßigen Abständen und häufig eingeschalteten, scharf begrenzten, dm- bis m-mächtigen Amphibolit- und Biotit-schiefer-Zwischenlagen. Sie verdeutlichen die intensive Faltung, die in vielen Bereichen des Dobra-Gneises zu beobachten ist und die auch eine häufige Striemung hervorruft.

Gewöhnlich sind diese basischen Bänke und Lagen dem Gneis konkordant eingeschaltet, örtlich, wie an der Straße südwestlich des Dobra-Staudammes wurden auch quergreifende Kontakte festgestellt (G. FUCHS, 1967).

Mit den hangenden Paragesteinen der Bunten Serie sind die Dobra-Gneise intensiv verfaltete. CH. EXNER (1953) beschreibt unscharfe Kontakte zu den überlagernden Paragneisen. Er vermutet, daß eine sedimentär auflagernde Serie gemeinsam mit dem Dobra-Gneis eine Metamorphose mitmachte. Auch G. FUCHS nimmt wegen des Quarzit- und Arkosereichtums in den tieferen Teilen der Bunten Serie eine sedimentäre Auflagerung auf dem Dobra-Gneis an, fand aber die Kontakte im allgemeinen scharf.

3.1.14. Bittescher Gneis

Auf die Ähnlichkeit von Bittescher Gneis und Dobra-Gneis haben bereits 1970 sowohl G. FRASL als auch G. FUCHS (außerdem 1971, S. 425—426) nachdrücklich hingewiesen. Den Merkmalen des Dobra-Gneises ist hier nur hinzuzufügen, daß, gemäß der Position des Bittescher Gneises in den weniger metamorphen Bereichen der Moravischen Zone, der Muskowitanteil im Mineralbestand meist in Form von relativ großen, gequälten Schuppen deutlich zunehmen kann und durch die straffe Gefügeregelung der Eindruck einer noch stärkeren Durchbewegung gegeben ist. Wie der Dobra-Gneis ist auch der Bittescher Gneis mit den benachbarten Paragesteinen innig verfaltete. Von F. E. SUSS stammt der Begriff „Bittescher Gneis“ (1896) und seine erste ausführliche Beschreibung (1912).

3.1.15. Weitersfelder Stengelgneis

Hierher gehören klein- bis grobkörnige, z. T. knotige, granodioritische bis tonalitische Gneise mit einer ausgeprägten Striemung parallel B. Sie bilden langgestreckte, dünne Gneiszüge. Schon F. E. SUSS hat auf die nahe Verwandtschaft eines Teiles der Weitersfelder Stengelgneise zu den Bittescher Gneisen hingewiesen. Nach den Neuaufnahmen von V. HÖCK & W. VETTERS trifft dies besonders auf den hangendsten Teil zu, wogegen die östlichen, tieferen Lamellen meist basischer zusammengesetzt sind und mit Quarziten und Glimmerschiefern alternieren.

3.1.16. Syenitgneis („Wolfshofer Granit“)

Es ist ein meist massiger, klein- bis mittelkörniger, homogener Gneis. Die Zusammensetzung entspricht nach A. STRECKEISEN (1974) einem Alkalifeldspat-Syenit bis Alkalifeldspat-Quarz-Syenit. Dieses plagioklas- und quarzarme Gestein führt relativ viel Rutil und idiomorphen Zirkon als charakteristische Akzessorien.

Syenitgneise dieser Art sind als langgestreckte konkordante Lagen innerhalb von Paragneisen oder Amphiboliten in der Nähe von Gföhler Gneis und Granulit anzutreffen. Nach den Neuaufnahmen wurde der sogenannte „Wolfshofer Granit“ oder „Granitgneis“ und die Syenitgneisvorkommen von Droß-Lengenfeld und Krems-Stein als untereinander identisch erkannt und hier zusammengefaßt.

3.1.17. Granitoide Gneise und Orthogneise unbestimmter Zuordnung

In dieser Restgruppe sind recht mannigfaltige Gneisarten zusammengefaßt. Hierher gehören manche Zweiglimmergranitgneise in der „Glimmerschieferzone“ zwischen Krems und Vranov. Der sogenannte Thürneustifter Granitgneis zählt entweder zur Serie des Rehberger Amphibolites, der wie bereits erwähnt, örtlich sehr reich an granitischen Orthogneisen ist, oder er ist eine granitische Spielart der vorhin beschriebenen Syenitgneise, wofür sein äußeres Erscheinungsbild und sein auffälliger Rutilgehalt sprechen. *)

Weiters sind aus dieser Gruppe diatektische, nebulitisch-inhomogene bis homogene, fein bis mittelkörnige Leukogranitgneise hervorzuheben, wie sie in stärker migmatitischen Bereichen der Paragneise oder in der Nähe von Granulit oder Gföhler Gneis auftreten. Sie sind stellenweise durch Übergänge mit häufig grobkörnigen Aplit-Pegmatitgneisen verbunden. Letztere findet man nicht selten innig vermengt mit Marmoren vor.

3.2. Plutonite der Thaya-Masse und Brünner Masse

Schon F. E. SUSS hat auf die Verwandtschaft der beiden Massen hingewiesen. Seither hat die geologische Forschung keine gewichtigen Argumente erbracht, die einer gemeinsamen, genetischen Betrachtung entgegenstehen. Es ist vielmehr denkbar, daß die Brünner Masse an einer Blattverschiebung von der Thaya-Masse getrennt wurde. O. SCHERMANN (1965) nimmt einen Verschiebungsbetrag von 70 km und asturisches Alter an. Nach dieser Vorstellung würden die beiden Eruptivmassen ursprünglich eine auch räumlich geschlossenere Einheit gebildet haben. In diesem Sinne soll im Folgenden auch die Beschreibung erfolgen.

In dieser Einheit sind fast alle magmatischen Abstufungen von granitischen bis ultrabasischen Gesteinsarten vertreten, wobei die Granite eindeutig überwiegen. Die basischen Gesteine gelten als die älteren Teile und sind häufig als Schollen in den sauren Varietäten eingeschaltet. Peridotite, Pyroxenite, Hornblendite, Gabbros, und Diorite häufen sich in einer schmalen N-S-streichenden Zone im zentralen Bereich der Brünner Masse. Im östlich anschließenden Bereich sind Granite verbreitet. Der westliche Teil der Brünner Masse ist differenzierter aufgebaut und vermittelt sowohl hinsichtlich des Chemismus als auch hinsichtlich der gegen W zunehmenden Tektonisierung und dem epizonalen Metamorphose-Einfluß zu den Metagraniten, Metagranodioriten und Metatonaliten der Thaya-Masse. Von der Zerschering ist auch das aplitische und pegmatitische Ganggefüge

*) Auf Tafel 1 sind der Thürneustifter Granitgneis und Leukogranitgneise unter der Signatur „Syenitgneis etc.“ zusammengefaßt.

der Granite betroffen. Migmatisation und Hornfelsbildung in den Rahmgesteinen der Intrusivmasse werden auf die Intrusion der Granite zurückgeführt, die örtlich als relativ ungestörte Lagermassen eingeschaltet sind, wie etwa nördlich von Znojmo (K. PRECLIK, 1926).

Sowohl die Brüunner als auch die Thaya-Masse (Krhovice) werden im E transgressiv von unter- bis mitteldevonischen Konglomeraten und Sandsteinen überlagert. Neben diesem altbekannten Argument für das vor-devonische Alter dieser Intrusivmasse gibt es neuerdings K/Ar-Daten für einen Alterswert von 555 Mill. J. (A. DUDEK & V. SMEJKAL, 1968) und das entspricht einem assyn-tischen Alter. Unveröffentlichten Angaben der Bundesanstalt für Bodenforschung in Hannover (1967/68) zufolge ergäbe sich hingegen ordovizisches Bildungs-alter (Rb/Sr, Gesamtgestein) für den Eggenburger Granit (Thaya-Masse).

3.3. Variszische Plutonite und Migmatite

Abgesehen von Ganggesteinen treten die variszischen Massengesteine vor-wiegend in den zentralen und westlichen Bereichen der Böhmisches Masse in Österreich auf. Da sie gerade in letztgenanntem Bereich z. T. innig mit den um-gebenden migmatitischen Gneisen verbunden sind, besprechen wir die Massen-gesteine mit ihrem Hof gemeinsam. Die Reihung wird entsprechend der belegten bzw. in Einzelfällen angenommenen Altersfolge durchgeführt.

3.3.1. Rastenberger Granodiorit

Mit dieser Bezeichnung folgen wir CH. EXNER (1969), der sich dafür einsetzt, den bisher verbreiteten feldgeologischen Begriff „Rastenberger Granit“ durch den petrographisch richtigeren Begriff Granodiorit zu ersetzen.

Das grobkörnige Gestein ist reich an mehrere cm großen, dicktafeligen idio-morphen Kalifeldspäten, die den porphyrischen Charakter geben. Die Lagerungs-dichte dieser Einsprenglinge schwankt, örtlich tritt die Grundmasse stark zurück. Diese ist mittel- bis grobkörnig und setzt sich aus Plagioklas (Oligoklas-Andesin), Mikroklin, Quarz, Biotit, Hornblende und gelegentlich auch Pyroxen zusammen. Charakteristisch sind die gabbroiden bis dioritischen Schollen, die meist dm- bis m-groß, über die gesamte Gesteinsmasse verteilt sind. Lokal erreichen sie Zehner-meter-, ja Kilometer-Größe (CH. EXNER, 1969, S. 11). In den intermediären Schollen finden sich öfters ebenfalls Mikroklin-Einsprenglinge, aber sporadischer und meist auch kleiner. G. FUCHS faßt sie nicht als Nebengesteinsschollen auf, sondern als Kristallisationsprodukte der Rastenberger Granodioritschmelze. Diese Schmelze wiederum ist wahrscheinlich ein Migma, das der Mischung alkalireichen und basischen Materials entstammt.

D. NEMEC (1975) hat die Ba-Gehalte der Kalifeldspatgroßkristalle im Rasten-berger Pluton und analogen Massiven in der ČSSR untersucht. Der Unterschied der Ba-Gehalte im Kern und Randbereich der Einzelkristalle belegen die Schmelz-flußentstehung der Großmikrokline.

Der Rastenberger Granodiorit baut massige Felsformationen auf, obwohl durch zonenweisen Wechsel in der Zusammensetzung und durch die Orientierung der Minerale und der dioritischen Schollen oft deutliches Parallelgefüge ausgeprägt

ist. Die Studien L. A. M. DA COSTA's (1967) und CH. EXNER's (1969) zeigen, daß die Flächengefüge den Rändern des muldenförmigen Gesteinskörpers parallel sind. G. FUCHS deutet die genannten Strukturen als Einströmungsgefüge.

Entlang der Ränder sind häufig lichte, fein- bis mittelkörnige Biotit- und Zweiglimmergranite, die gelegentlich auch Turmalin führen, eingedrungen. Sie durchschlagen den Rastenberger Granodiorit wie sein Nebengestein. Bezüglich der Zuordnung zur Gruppe der Feinkorngranite oder zu feinkörnigeren Spielarten des Eisgarner Granits besteht Unsicherheit. Wahrscheinlich handelt es sich, nach der räumlichen Bindung an die Ränder des Rastenberger Granodiorits, um einen Nachschub desselben.

Entstehung von Cordieritgneisen sowie lokale Injektionen und Feldspatiationen (CH. EXNER, 1969, S. 16) sind neben den bereits erwähnten Gängen des mittelkörnigen Randgranits als Kontaktphänomene zu nennen. Einschlüsse von Nebengestein sind selten.

Physikalische Altersdaten sind spärlich. J. SVOBODA et al. (1966, S. 45) referieren ein K/Ar-Biotitalter von 376 Mill. J.; unveröffentlichten Mitteilungen der Bundesanstalt für Bodenforschung in Hannover (1967/68) zufolge ergaben Proben vom Rastenberger Pluton mittelkarbone Abkühlungsalter (K/Ar, Biotit).

Der Gesteinshabitus des Rastenberger Granodiorits spricht sehr dafür, daß es sich um eine basischere Abart des Weinsberger Granits handelt. Vielleicht sind die vertikalen Schlotte von Weinsberger Granit-artigen Gesteinen (CH. EXNER, 1969) als Hinweis zu sehen, daß der Rastenberger Granodiorit noch älter ist.

Auf tschechischem Gebiet entsprechen dem Rastenberger Granodiorit die Gesteine des Třebíč-Massivs sowie kleinere Stöcke in Süd-Böhmen (Geologische Karte der ČSSR 1 : 200.000).

3.3.2. Weinsberger Granit

Der Weinsberger Granit wird ebenfalls durch den Reichtum an grob- bis riesentafeligem Kalifeldspat ausgezeichnet. Häufig sind die Einsprenglinge so dicht gelagert, daß die Grundmasse stark zurücktritt. G. FRASL (1954) hat besonders auf die orientierte Verwachsung der idiomorphen Plagioklaseinschlüsse und Biotite in den Kalifeldspatgroßkristallen und auf den zonaren Aufbau des letzteren hingewiesen. Nach G. KURAT (1965) setzt sich der Weinsberger Granit aus (Vol. %) 33—38% Mikroklin, 29—34% Plagioklas (Oligoklas-Andesin), 19—22% Quarz und 10—13% Biotit zusammen. Akzessorien sind Zirkon, Apatit, selten Magnetit. Chlorit, Muskowit, Klinozoisit, Titanit, Magnetkies und sehr selten Rutil und Karbonat sind nach G. KURAT sekundärer Entstehung. Die Niggli-Werte von diesem Mineralbestand ergeben relativ kleines si (279—298), hohes k (0,52—0,55) und alk um 30.

Im Süd-Böhmischen Granitpluton sind die Weinsberger Granite selten völlig richtungslos, da in der Orientierung der Großkristalle und ihrer Anordnung in Schwärmen und Schlieren flächiges Parallelgefüge geltend wird (L. WALDMANN, 1951, S. 44). Wie beim Rastenberger Granodiorit sehen wir auch hierin eher Einströmungsgefüge als Schieferung. Dagegen sind die Weinsberger Granite des

westlichen Mühlviertels in ihrer äußeren Form und im Interngefüge unter dem Einfluß gerichteten Drucks straff in den regionalen NW-SE-Bau eingeregelt worden.

Westlich der Gr. Rodl tritt der Weinsberger Granit in zwei Fazien auf (G. FUCHS & O. THIELE, 1968, S. 28). In der Mühl-Zone entspricht er — vom ausgeprägten Parallelgefüge abgesehen — ganz dem Granittyp des östlichen Mühlviertels und Waldviertels. Im Böhmer Wald und Sternwald hingegen sind die Kalifeldspateinsprenglinge vereinzelter eingestreut und zeigen schlankere, schmaltafelige Form. Häufig finden sich Schollen von Biotitdiorit mit vereinzelt Plagioklas- und Mikroklineinsprenglingen. Gelegentlich auftretende Schiefergneisputzen und Quarzknauern in diesen Schollen legen nahe, daß die Diorite basischere, hybrid gewordene Partien der Schmelze darstellen. Diese Ausbildung scheint ein höheres Intrusionsniveau anzuzeigen (G. FUCHS & O. THIELE, 1968, S. 29). G. FRASL (1954) wie G. KURAT (1965) treten für ein recht tiefes Intrusionsniveau des Weinsberger Granits ein, was auch für die Mühl-Zone zutreffen dürfte.

Klüftung ist in der Regel schlecht ausgebildet, abgesehen von Entlastungsklüften parallel der Tagesoberfläche. Der Weinsberger Granit neigt daher zur Bildung massiver, turmartiger Felsbauten und zum Zerfall in riesige Blöcke. Die Landschaft ist in seinem Bereich unruhig und stark kupiert.

Aufschlußreich sind die Beziehungen des Weinsberger Granits zu seiner Umgebung. Im Waldviertel ist die Granitgrenze wohl definiert. Cordieritgneis und Perlgneisbildung zeigen einen Umwandlungsraum von selten mehr als 3 km Breite an (L. WALDMANN, 1951, S. 71). Nach B. SCHWAIGHOFER (1970, S. A 63; 1972, S. A 80; 1973, S. A 28; Taf. 1 der vorliegenden Arbeit) ist dieser eher noch schmaler.

Anders im Mühlviertel, wo schon H. V. GRABER die fließenden Übergänge zwischen Weinsberger Granit und Perlgneis beschreibt. An den Graniträndern werden die Mikroklineinsprenglinge kleiner und treten vereinzelter auf, haben aber noch den Habitus der Weinsberger Feldspäte. Sie sind eingebettet in einer kristalloblastischen Grundmasse von Oligoklas-Andesin, Mikroklin, Quarz, Biotit, Hellglimmer und manchmal auch Hornblende. Diese Gesteine, die besonders in der Mühl-Zone weite Verbreitung haben, wurden als *Grobkorngneise* bezeichnet (G. FRASL et al., 1965; G. FUCHS & O. THIELE, 1968, S. 24). Das Verschwinden der Kalifeldspatgroßkristalle und die Abnahme der Korngröße leiten zu *Perlgn*eis über. Diese meist mittelkörnigen Gesteine bestehen aus einem kristalloblastischen Gemenge von basischem Oligoklas, Quarz, \pm Mikroklin und Biotit in freien, mäßig geregelten Tafeln. Die Perlgneise sind vorwiegend homogen manchmal auch schlierig nebulitisch. Sie leiten fließend in die vor-variszischen Paragneise über. Im Übergangsbereich löst sich das Lagengefüge der Paragneise diffus auf, Schollen von Schiefergneis und Kalksilikatfels schwimmen häufig im nebulitischen Perlgneis. Auffällig ist, daß Sillimanit, Granat und Cordierit bei der Perlgneisbildung in der Umgebung der Weinsberger Granite verschwinden. Es ist eine lückenlose Übergangsreihe von den Paragneisen zum Weinsberger Granit festzustellen.

Ähnlich sind die Verhältnisse im Vorderen Bayerischen Wald, wo dem Weinsberger Granit der Kristallgranit I entspricht.

3.3.3. Schärddinger Granit und sein Migmatithof

Der fein- bis mittelkörnige Schärddinger Granit (G. HORNINGER, 1936) besteht aus den Hauptgemengteilen Mikroklin, Quarz, Plagioklas (Oligoklas-Andesin) und Biotit (G. FUCHS & O. THIELE, 1968, S. 32—34). Dazu tritt in geringen Mengen Cordierit und Muskowit, gelegentlich aus dem Gneisstadium übernommen etwas Sillimanit und Hercynit. Charakteristisch ist das körnelige, perlgneis-ähnliche Gefüge und der Reichtum an Einschlüssen von Paragneis, Amphibolit und Augitgneis.

Der Peurbacher Granit ist eine Spielart des Schärddinger Granits. Er ist etwas grobkörniger, zeigt meist deutliches Parallelgefüge und ist in der Regel frei von Cordierit und Muskowit.

Beide Granitarten zeigen meist unscharfe Kontakte gegen die umgebenden Mischgesteine. Quergreifende, scharf begrenzte Intrusionen sind nicht bekannt. Die Granite sind meist von recht homogenen granodioritischen Perlgnaisen oder unruhig nebulitischen, cordieritführenden Migmatiten (Wernstein nördlich von Schärdding) umgeben. Diese Gneise und Mischgesteine gehen stufenlos in das Perlgneisgebirge des Sauwaldes über. Im Gegensatz zu der an Weinsberger Granit reichen Mühl-Zone sind die Perlgneise des Sauwaldes und der Umgebung von Linz häufig cordieritführend; sie enthalten auch gelegentlich Sillimanit, Hercynit und Granat als Akzessorien. Auch diese Perlgneise gehen fließend in die vor-variszischen Schiefergneise über, womit auch von der Schärddinger Granit-Gruppe eine geschlossene Übergangsreihe zu den Paragneisen besteht. Die Granite werden als anatektisch oder palingen gedeutet. Sie dürften nahe ihrem Entstehungsbereich erstarrt sein.

Den beschriebenen Graniten des Sauwaldes verwandt ist wohl der Wolfsegger Granit des Gebietes von Gmünd (L. WALDMANN, 1951, S. 45).

3.3.4. Diorite

Die gabbroiden und dioritischen Gesteine der Böhmisches Masse wurden von L. WALDMANN als Vorläufer der variszischen Granite aufgefaßt. G. FUCHS (1962; in G. FUCHS & O. THIELE, 1968) konnte zeigen, daß die Diorite nicht am Beginn des variszischen Magmatismus gebildet wurden, sondern zwischen Weinsberger Granit und Feinkorngranit altersmäßig einzureihen sind. Dem mannigfaltigen Erscheinungsbild nach sind einige Typen dioritischer Gesteine zu unterscheiden.

Diorit Typ 1: Mit einer gewissen Unabhängigkeit aber doch häufig im Randbereich des Weinsberger Granits tritt diese ältere Dioritgruppe im Mühlviertel auf. Ein geschlossener Körper von gabbroidem Diorit findet sich nordöstlich von Sarleinsbach. Das massive Gestein setzt sich aus einem grobkörnigen, hypidiomorphen Gemenge von Andesin, Biotit, Pyroxen und zurücktretender, grüner Hornblende zusammen. Eingeschlossene und korrodierte Korngruppen aus dem Weinsberger Granit belegen die Altersstellung.

Die dioritischen Gneise hingegen bilden keine geschlossenen Körper. Sie durchschwärmen als konkordante Lagen (cm- bis mehrere m-mächtig) die begleitenden Grobkorngneise und sind mit diesen innigst gemengt. Die sehr absetzigen Gesteine sind auch lithologisch recht abwechslungsreich: Gabbros mit grobkörnigem Biotit-Pyroxen-Hornblendegemenge und basischem Plagioklas (70—80% An), sowie feinkörnige Biotit-Hornblendedioritgneise mit idiomorphen, zonaren (60—27% An) Plagioklaseinsprenglingen. Die starke tektonische Durchknetung bewirkte oft scholliges Zerreißen und Verfaltung der dioritischen Gesteine mit Grobkorngneis und Weinsberger Granit. Korrodierte Korngruppen aus letzteren Gesteinen im Diorit zeigen, daß dieser nicht älter sein kann.

Diorit Typ 2: Diese jüngere Gruppe von Dioriten ist deutlich saurer als die Diorite Typ 1. Die meist feinkörnigen, seltener mittelkörnigen Gesteine bestehen aus einem Gemenge von Oligoklas, Quarz, Biotit, gelegentlich Hornblende und größeren Plagioklasleisten, die Zonarbau zeigen (55—24% An). Ihrer Zusammensetzung nach vermitteln Zwischentypen von den Dioriten Typ 2 zum Feinkorngranit. Räumlich sind die Diorite Typ 2 an die Feinkorngranite gebunden. Sie bilden meist mit dem Granit einen Intrusionskörper, in dem sie das Kluftnetz und das massive Gefüge gemeinsam haben.

An die Gneise und den Weinsberger Granit grenzen die Diorite Typ 2 mit scharfem, diskordanten Kontakt. Gegenüber den Feinkorngraniten erweisen sie sich stets als älter. Meist löst sich der Diorit im Kontaktbereich in scharf begrenzte Schollen auf, seltener kommt es zur diffusen Mischung. Die Beobachtungen sprechen somit dafür, daß die Diorite Typ 2 aus derselben Schmelze und knapp vor den Feinkorngraniten gebildet wurden.

Die Titanitfleckendiorite des Mühlviertels und Bayerischen Waldes sind eine Sonderform. Sie sind durch sporadisch eingestreute, von hellen Höfen umgebene Titanitkristalle gekennzeichnet. Die Höfe zeigen u. d. M. gleiches Plagioklas-Quarzgemenge wie das übrige Gestein, doch sind sie frei oder arm an femischen Mineralen.

Die Diorite des Raumes von Gmünd (Gebharts) begleiten die Feinkorngranite (Schrems) und scheinen zu den Dioriten Typ 2 zu stellen zu sein. Basischere Diorite und Gabbros (Kl. Zwettl) könnten auch den Dioriten Typ 1 entsprechen.

Dioritisierungszonen

Hier muß eine bemerkenswerte und interessante Gesteinsvergesellschaftung erwähnt werden, die hier als **Dioritisierungszone** bezeichnet wird.

Diorit tritt mit eigenartig veränderten Grobkorngneisen und Weinsberger Graniten mit Pegmatit und Feinkorngranit innig gemengt in einer Zone zwischen Haslach und dem Tal der Gr. Rodl im Mühlviertel auf.

Die mittel- bis grobkörnigen Biotit-Hornblendediorite sind mit den benachbarten Grobkorngneisen durch zahlreiche Übergänge verbunden. In diesen Zwischentypen werden die Großfeldspäte der Grobkorngneise undeutlich verschwommen und deformiert, während in der kristalloblastischen Grundmasse feinkörnigere, an femischen Mineralen reichere Korngemenge mit typischer Erstarrungs-

struktur erscheinen. Diese dioritischen Partien enthalten häufig reliktsche Grobfeldspäte aus dem Grobkorngneis. Nicht selten bilden die Diorite Schollen im dm- bis m-Bereich in Grobkorngneis und titanitreichen Pegmatoiden oder bilden kleinere Stöcke.

Wie die Grobkorngneise sind auch die Weinsberger Granite dieser Zone verändert. Die sonst scharfen Konturen der idiomorphen Kalifeldspäte werden verschwommen und deformiert. Schollen solcherart veränderter Weinsberger Granite konnten auch im Diorit eingeschlossen beobachtet werden. Ein charakteristischer Bestandteil dieser Zone sind leukokrate granitoide oder pegmatoide Gesteine, die in einigen m-mächtigen Lagergängen oder bloß cm-dicken Schlieren auftreten. Sie enthalten neben den Feldspäten und Quarz meist reichlich cm-große Titanit-, Biotit-, Pyrit- und Hämatitkristalle.

J. SCHADLER (1938, S. 65) erwähnt den östlichen Bereich der behandelten Zone erstmals als Redwitzzone von Grubhof bei St. Veit. G. FUCHS (1965, A 27; in G. FUCHS & O. THIELE, 1968) gibt folgende genetische Deutung: Das Weinsberger Granit-Grobkorngneisgebirge wurde in spät-variszischer Zeit von neuerlicher Aufwärmung betroffen, die eine unvollständige Aufschmelzung zur Folge hatte. Unter gleichzeitiger Durchbewegung kam es zur Abwanderung der erst aufgeschmolzenen sauren Fraktion, z. T. ist diese aber noch in Form der Granitoide und Pegmatoide im Gesteinskörper erhalten. Der Chemismus des zurückgebliebenen Gesteinsbestandes wurde dadurch intermediär. Fortschreitende Anatexis führte zur Bildung dioritischer Gesteine, die mit den reliktschen Grobkorngneisen und Weinsberger Graniten vielfältig gemengt sind. Der Gedanke einer solchen spät-variszischen Aufwärmung in weiten Teilen des Mühlviertels wird durch die generell jungen Mineralalter in verschiedenen Gesteinsgruppen unterstützt (unveröffentlichte physikalische Altersdatierungen der Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover, Datierungsbericht Nr. 5/67).

3.3.5. Feinkorngranite

Diese Gruppe von granitoiden Gesteinen hebt sich durch ihr feineres Korn deutlich von den grobkörnigen Weinsberger und Eisgarner Graniten ab, was in der Namensgebung ausgedrückt wird. Tatsächlich sind die Gesteine aber fein- bis mittelkörnig. Wir finden Biotitgranite (Typ Mauthausen), Zweiglimmergranite (Typ Altenberg) und Granodiorite (Typ Freistadt), die durch Übergänge miteinander verbunden sind. Gemeinsam ist den Gesteinen dieser Gruppe ihr spät- bis posttektonisches Aufdringen. Ihre Intrusionskörper sind daher öfters quergründend und im allgemeinen frei von Schieferung. Sie durchsetzen die Gneise und Weinsberger Granite scharf und mit diskordanten Kontakten. Die Durchschwärmung ihrer Umgebung mit zahllosen Gängen bereitet bei der kartenmäßigen Abtrennung der Granitoide manchmal Schwierigkeiten, doch kam es nur selten in großem Maßstabe zu einer diffusen Mischung mit dem Nebengestein. Zonenweise und in Kontaktnähe können Nebengesteinsschollen aber überaus häufig eingeschlossen sein. In einem interessanten Einzelfall kam es im Feinkorngranit zu Kugelbildung um solche Fremdeinschlüsse (O. THIELE, 1970).

Das deutlich quergreifende Verhalten der Granitoide gegenüber den während der variszischen Haupttektonik und Migmatisation geprägten Gesteinen unterstreicht ihre spätorogene Bildung.

Im Folgenden werden einige Typen der Feinkorngranitgruppe kurz charakterisiert.

Der **Mauthausener Granit** ist ein fein- bis mittelkörniger, meist gleichkörniger Biotitgranit hellgrauer bis bläulichgrauer Farbe. Hauptgemengteile sind idiomorpher, zonar gebauter Plagioklas (Andesin-Oligoklas, bis 38 Vol. %), Mikroklin (durchschnittlich 28 Vol. %), Quarz und Biotit (ca. 10 Vol. %) (Prozentangaben nach W. RICHTER, 1965). Hornblende oder Muskowit wurden gelegentlich beobachtet. Nebengemengteile sind Titanit, Klinozoisit, Orthit, Rutil in Biotit, Apatit, Hellglimmer, Zirkon und Erz.

Hierher gehört auch der recht feinkörnige Granit von Schrems.

Auf Grund eingehender petrologischer Untersuchungen schließt W. RICHTER (1965), daß die Kristallisation des Mauthausener Granits aus einer hybriden Schmelze in großer Tiefe vor sich ging. Während der Plagioklaskristallisation und während des Abklingens der variszischen Regionalmetamorphose erfolgte die Intrusion in eine relativ kühle Umgebung.

Wie in den Dioriten Typ 2 kann im Gebiet von Aigen (Schlögl) auch im Mauthausener Granit Fleckenbildung um Titanitkristalle beobachtet werden.

Saurere, fein- bis mittelkörnige **Zweiglimmergranite** sind der Altenberger Granit, der Granit nördlich von Julbach sowie die Granite von Eitzenberg und St. Sixt im Sauwald. Reichlich Mikroklin, saurer Plagioklas sowie oft beträchtlicher Muskowitgehalt sind kennzeichnend. Apatit, Zirkon, Monazit, Erz und lokal Sillimanit wurden als Nebengemengteile beobachtet. G. FRASL (1959) betont die häufige Regelung im Altenberger Granit. Pegmatitische Schlieren und Gänge sind für diesen Typ charakteristisch. An kleineren Stöcken ist gelegentlich porphygranitische Ausbildung festzustellen.

Der **Freistädter Granodiorit** schließt sich in seinem feinkörnigeren Kerntyp eng an den Mauthausener Granit an, im mittelkörnigen Randtyp mit seinen charakteristischen, bis 1 cm großen, idiomorphen Biotiten zeigt er deutlich granodioritische, ja sogar tonalitische Zusammensetzung. Die idiomorphen Plagioklasse sind hier stark zonar entwickelt mit häufigen Rekurrenzen.

H. KLOB (1971) hat in neuester Zeit den Freistädter Granodiorit mineralogisch, petrographisch und chemisch untersucht. Er unterscheidet einen grobkörnigen Randtyp, mittelkörnigen „Kerntyp“ und feinkörnigen Mauthausener Granit. Diese Typen sind das Produkt magmatischer Differentiation, wobei größere Stoffwanderungen im Schmelzkörper angenommen werden.

Im östlichen Mühlviertel finden sich häufig mittelkörnige Granite mit porphyrischen Kalifeldspäten. Sie wurden von G. FRASL als mittelkörniger Weinsberger Granit (1959), später Engerwitzdorfer Granit (G. FRASL et al., 1965) bezeichnet. G. FRASL reiht diesen Granit altersmäßig zwischen Weinsberger und Mauthausener Granit ein, während G. FUCHS (1966) ihn als Randfazies des Feinkorngranits gegen Weinsberger Granit auffaßt. Aufnahme und Verdauung von Weinsberger Granit Material führte zu der vom normalen Mauthausener Granit

etwas abweichenden Ausbildung. Im Bereich dieser Randfazies sind dioritische Schollen nicht selten. H. KLOB (1970) bezeichnete diese porphyrischen Granite als Typ „Karlstift“ und nimmt an, daß sie jünger seien als der Weinsberger Granit und als der Freistädter Granodiorit. Auf Grund der Kartierung des Gebietes lehnt G. FUCHS letztere Altersaussage ab. Zahlreiche Übergänge belegen die Zugehörigkeit der porphyrischen Granite zur Gruppe der Feinkorngranite.

3.3.6. Eisgarner Granit

Dieser jüngste Granit des Moldanubikums wurde in neuerer Zeit von S. SCHARBERT (1966) im Typusgebiet petrographisch eingehender untersucht. Der Zweiglimmergranit besteht aus Oligoklas (durchschnittlicher An-Gehalt 13%, 20—28 Vol. %), Alkalifeldspat (25—38 Vol. %), Quarz (29—35 Vol. %), Biotit (4—7 Vol. %) und Muskowit (6,5—7,5 Vol. %). Die Akzessorien Spinell, Rutil, Granat, und Andalusit geben Hinweis, daß der Granit durch Anatexis hochmetamorpher Gesteine entstanden ist. Alle petrographischen Merkmale sprechen eindeutig dafür, daß der Eisgarner Granit als Normalgranit aus einer Schmelze entstanden ist.

Im Typusgebiet nördlich Gmünd, im Böhmer Wald und im Saldenburger Bereich herrscht ein grobporphyrischer Typ mit schmal-leistenförmigen Alkalifeldspäten vor, die häufig parallel angeordnet sind. In der ČSSR ist dieser Granit als Čiměř-Typ und Landstejn-Typ bekannt. Größere Verbreitung haben aber feine bis mittelkörnige Zweiglimmer-Adamellite und -Granite, der Mrákotín-Typ (J. SVOBODA et al., 1966). Letzterem Typ begegnet man auch im Gmünder Bereich (L. WALDMANN, 1951; O. THIELE, persönl. Mitteilung) und im Böhmer Wald (Sulzberg-Granit, G. FUCHS, 1960, 1962), doch tritt er flächenmäßig nur untergeordnet auf. Die Kontaktverhältnisse des Sulzberg-Granits gegen den grobporphyrischen Typ zeigen, daß es sich um einen jüngeren Nachschub handelt. Auch Leukogranite, Muskowitgranite, Pegmatoide, Aplite und Gangquarze sind im Bereich des Eisgarner Granits häufig anzutreffen. Minerale wie Turmalin, Flußspat, Apatit, Beryll, Zinnstein und Molybdänglanz in den Spätbildungen weisen auf eine aktive pneumatolytische Phase hin (L. WALDMANN, 1951, S. 47; G. FUCHS & O. THIELE, 1968).

Die Eisgarner Granite zeigen durchwegs diskordante, meist recht scharfe Kontakte zum Nebengestein und sind, abgesehen von der Nachbarschaft junger Störungen (Pfahl usw.), frei von Schieferung. Parallelgefüge, wie es in der Anordnung der Kalifeldspateinsprenglinge häufig zum Ausdruck kommt, geht meist quer zu den regionalen Strukturen und ist wohl als Einströmungsgefüge zu deuten.

Aus diesen Beobachtungen hat schon L. WALDMANN den Eisgarner Granit als jüngsten Granit aufgefaßt, und seine Intrusion im Ober-Karbon angenommen.

3.3.7. Ganggesteine

Die Ganggesteine treten gebietsweise gehäuft auf. Sie sind zwar recht auffällig, aber volumsmäßig nur sehr untergeordnet am Aufbau des Kristallins beteiligt. Die Mächtigkeit der Gänge schwankt von dm- bis Zehnermeter-Dimensionen. Groß ist der Artenreichtum. Manche Granite wie die Feinkorngranite und Eis-

garner Granite durchschwärmen ihre Umgebung mit Granit- und Granitporphyrgängen. Die Aplite und Pegmatite sind weit schwieriger zuzuordnen. Neben der Abkunft von den verschiedenen Graniten des Süd-Böhmischen Plutons kommt auch eine örtliche Mobilisation bei der Metamorphose in Frage. An diese Möglichkeit ist vor allem bei solchen Vorkommen zu denken, wo, zumindest an der Oberfläche, keine Beziehung zu einem magmatischen Körper erkennbar ist.

Vielfältig sind die Dioritporphyrite und lamprophyrischen Gänge. Nach Chemismus und Mineralbestand werden Minette, Kersantit, Thuresit, Karlsteinit und Raabsit unterschieden oder man spricht dem Gefüge nach von Nadelporphyriten. Die Vorkommen des gesamten Gebietes wurden von L. WALDMANN (1951), die des Mühlviertels von G. FUCHS & O. THIELE (1968) referiert. Im Mühlviertel durchsetzen die Lamprophyre und einige Granitporphyrite diskordant die Granite und das Gneisgebirge und sind frei von Schieferung. Es dürfte sich bei diesen Gesteinen um die jüngsten Bildungen des variszischen Magmatismus handeln.

Wie die Aplite und Pegmatite so sind auch die intermediären Ganggesteine nur schwer einem bestimmten magmatischen Ereignis zuordenbar. Dies gilt vor allem für die Vorkommen im östlichen Waldviertel (Melk, Kl. Kremstal, Gföhl, mittleres Kamptal, Raabs, Drosendorf und Moravikum), die weit von den Graniten entfernt sind.

3.4. S e d i m e n t s e r i e n

Die devonisch bis rezenten Sedimentgesteine sind wohl z. T. in der geologischen Karte (Taf. 1) differenziert, sollen aber nicht Gegenstand dieser Kristallinarbeit sein, obwohl uns bewußt ist, daß z. B. das Devon Mährens für die Auflösung der Tektonik der Böhmischen Masse von großer Bedeutung ist.

4. Der geologische Bau

Nach der Beschreibung der am Aufbau der südlichen Böhmischen Masse beteiligten Gesteine, sollen nun die Gesteinsvergesellschaftungen und ihre räumlichen Beziehungen dargestellt werden. Da die Metamorphoseverhältnisse und Intrusionsvorgänge mit dem Bau eng verknüpft sind, werden sie in diesem Kapitel mitbehandelt.

4.1. D a s m o l d a n u b i s c h e G n e i s g e b i r g e

Um in der Beschreibung die Kontinuität mit dem östlich anschließenden Moravikum zu wahren, besprechen wir das moldanubische Gneisgebirge von W gegen E und beginnen in Böhmen.

Der Süd-Böhmische Granitpluton intrudierte in den Kern eines vorwiegend aus Gneisen aufgebauten Antiklinoriums, welches NNE-SSW streicht. Der NW-Flügel dieses Antiklinoriums in Süd-Böhmen ist folgendermaßen aufgebaut (J. SVOBODA et al., 1966; Geologische Karte der ČSSR 1 : 200.000, eigene Exkursionsbeobachtungen).

Die Kaplice Glimmerschieferzone besteht aus Glimmerschiefern und Zweiglimmer-Plagioklasgneisen. Lagen von Erlan, Quarzit usw. sind in der einförmigen Folge sehr untergeordnet. Diese Zone begleitet NE-SW-streichend den Süd-Böhmischen Granitpluton, und fällt steil bis mittelsteil gegen NW.

Über einer Zone von Biotitparagneis im Hangenden der Kaplice Glimmerschieferzone folgt eine bunte Gesteinsvergesellschaftung von Paragneis, Quarzit, Kalksilikatfels, Marmor, Graphitschiefer, Amphibolit und Orthogneis. Diese Serie, die auch im Waldviertel anzutreffen ist, benennen wir im Folgenden mit „Bunte Serie“. Obwohl die Lagerungsverhältnisse in dieser Zone starken Schwankungen unterworfen sind, herrschen doch regional NE-SW-Streichrichtung und NW-Abtauchen vor. Dies zeigt schon der Verlauf der Zone vom Moldau-Stausee bis in den Bereich von České Budějovice.

Orthogneise, die dem Gföhler Gneis weitgehend entsprechen, sowie Amphibolite und Ultrabasite markieren den Randbereich gegen den Granulit. Dieser tritt in großen, massivartigen und kleineren Körpern auf. Es handelt sich teils um schüsselförmige, teils um domartige oder linsenförmige Schollen im Gneisgebirge. Gegenüber der Bunten Serie von České Krúmlöv, besitzt die Granulitzone jedenfalls deutliche Hangendposition.

Nordöstlich der Kreide-Becken von Č. Budějovice und Třebon fehlt die Bunte Serie und der behandelte Orogenstreifen wird nur durch einige kleinere Granulit- und Gföhler Gneiskörper markiert. Noch weiter nordöstlich fehlen auch diese und wir finden einförmige Para- und Mischgneisfolgen. Der durch Bunte Serie, Gföhler Gneis oder Granulit charakterisierte Gebirgsstreifen Süd-Böhmens hat somit eine streichende Länge von etwa 100 km; wenn man die Reste Bunter Serie im Passauer Wald mitberücksichtigt (siehe Kapitel 4.4.), beträgt die Erstreckung sogar 130 km.

Hervorzuheben ist, daß in dem behandelten Gebiet der Grad der Metamorphose vom Liegenden (Staurolith-Almandin-Subfazies der Almandin-Amphibolitfazies) gegen das Hangende (Granulitfazies) zunimmt. Ähnliche Verhältnisse sind im zu beschreibenden E-Flügel des Antiklinoriums im Waldviertel und in Mähren zu beobachten.

In diesem Gebiet, also östlich des Granitplutons, folgt eine einförmige Paragneisserie, in der Einlagerungen von Serpentin, Amphibolit, Quarzit, Augitgneis usw. selten und in unbedeutenden Ausmaßen vorkommen, weshalb diese Zone als Monotone Serie bezeichnet wird. Zu ihr dürften auch die Gneisungen gehören, die im Bereich des Granitplutons die einzelnen Intrusionsmassen trennen. Cordierit- und Perlgneisbildung sind auf den kontaktmetamorphen Einfluß der Tiefenmasse zurückzuführen.

NNE-streichend mit saigerer oder steil ESE-fallender Lagerung zieht die Monotone Serie von der Donau über Zwettl, westlich am Rastenberger Granodioritpluton vorbei nach Mähren.

Über der Monotonen Serie folgen entweder die Dobra-Gneise oder, wo diese fehlen, direkt die Bunte Serie. Der Dobra-Gneis zieht aus dem Raume von Pöggstall in das Dobra-Gebiet am Kamp (CH. EXNER, 1953; G. FUCHS, 1971)

und weiter über Allentsteig bis in den Raum westlich Waidhofen/Thaya. Der Gneiszug zeigt eine intensive Verfallung sowohl intern als auch mit seinen Hangendgesteinen. Dadurch erklärt sich die schlingenförmige Paragneiseinschaltung vom Dobra-Stausee sowie der lappige Verlauf der Hangendgrenze.

In achsialen Kulminationszonen baut der Orthogneis ausgedehnte Areale auf (Dobra) um in Depressionszonen unter die Hangendserien abzutauchen.

Im Hangenden des Dobra-Gneises oder, wo er fehlt, direkt über der Monotonen Serie folgt die **Bunte Serie**. Sie setzt sich aus Paragneisen, Quarziten, Arkosegneisen, Marmoren, Kalksilikatgesteinen, Graphitschiefern, Amphiboliten und Granodioritgneisen vom Typus Spitz zusammen. Die auffällige Häufung von Arkosegneisen und Quarziten im tieferen Teil dieser Vergesellschaftung legt den Verdacht einer sedimentären Ablagerung auf dem Dobra-Gneis nahe (CH. EXNER, 1953, S. 224; G. FUCHS, 1971, S. 425; Aufnahmsberichte). Der Granodioritgneis von Spitz bildet Einschaltungen zwischen den Marmorzügen der oberen Hälfte der Bunten Serie (Spitz, Gabergraben westlich Drosendorf). Die Amphibolite bevorzugen den Hangendbereich.

Migmatitische Züge sind in der Bunten Serie selten, sie häufen sich jedoch in den hangendsten Partien (z. B. Seiberer Gneis; siehe auch F. BECKE et al., 1913; L. KÖBL, 1925; CH. EXNER, 1953; G. FUCHS, 1971, S. 434).

Die Bunte Serie setzt nördlich von Pöchlarn ein und gewinnt durch die Verfallungen im Raume westlich Spitz enorm an Fläche. Die NW-vergente Verfallung nach NNE-Achsen (A. MATURA, Aufnahmsberichte) bedingt die bedeutenden Schwankungen im Streichen und Fallen. Regional herrschen jedoch SW-NE-Streichrichtung und SE-Einfallen vor.

Mit ziemlich straffem N- bis NNE-Streichen und steilem E-Fallen ist die marmorreiche Zone über Krumau/Kamp in die Horner Bucht zu verfolgen. Hier gewinnt sie wieder sehr an Breite und kommt in den unmittelbaren Randbereich gegen das Moravikum.

G. FUCHS (1971) hat hier großangelegte E-vergente Schlepplaltung im Hangenden der Moldanubischen Überschiebung festgestellt. Diese Strukturen bewirken zunächst ein Verflachen und gewellte Lagerung der Marmorserie. In größerer Annäherung an die Überschiebung erfolgt ein plötzliches Umschlagen von sanftem SSE-Fallen in mittelsteiles SW- bis W-Fallen. Damit erfolgt eine Inversion des Schichtstapels mit straffer Anpassung an die Richtung der Überschiebungsbahn.

Im Raume nördlich von Messern spitzt die Bunte Serie zwischen der Moldanubischen Überschiebung und der Granulit-Gföhler Gneis-Folge aus. Nördlich davon setzt die Bunte Serie, aus dem Liegenden der Granulit-Gföhler Gneis-Folge auftauchend, wieder ein und gewinnt gegen Drosendorf sehr an Verbreitung. Hier herrscht mittelsteiles W-Fallen. Die Gesteine bilden eine gegen E überkippte Aufdomung. Die Aufnahmen von F. E. SUESS auf Blatt Drosendorf ließen bereits das umlaufende Streichen der Gesteinszüge auf tschechischem Gebiet erkennen, wo die Bunte Serie achsial gegen N abtaucht, worauf auch L. WALDMANN (1958, S. 4) schon hinweist. Unsere Kartierungen erbrachten auch im S ein solches umlaufendes Streichen (G. FUCHS, 1972).

Bei U. Thumeritz biegen die Marmorzüge aus der SSE-Streichrichtung scharf in die E-W-Richtung und ziehen gegen N gegen Drosendorf weiter. In sämtlichen Gesteinszügen ist hier das umlaufende Streichen zu erkennen, wenn auch der Radius der Biegung verhältnismäßig klein ist. Höher metamorphe Gesteine (Gföhler Gneis, Granulit, Migmatite) umrahmen hier als tektonisch höhere Elemente die Bunte Serie (siehe auch unten), was den Begriff *Drosendorfer Fenster* rechtfertigt.

Es gibt aber auf österreichischem Gebiet noch einen zweiten, westlicheren Zug Bunter Serie. Dieser entwickelt sich im Raume von Allentsteig aus einer Mulde im Dobra-Gneis und ist bis ins Thaya-Tal nördlich von Waidhofen zu verfolgen (L. WALDMANN, 1950). Hier erscheint die Bunte Serie jedoch verarmt und wird schließlich nur mehr durch zwei Graphitgneiszüge bei Dobersberg vertreten.

In Mähren ist die Bunte Serie im Raume Mor. Budějovice—Jihlava verbreitet und setzt vermutlich bis Přebyslav und weiter gegen N fort (J. SVOBODA et. al., 1966, S. 55, 56).

Es ist ungeklärt, wieweit die verschiedenen Amphibolite, Dioritgneise, Serpentine und die mit ihnen verbundenen, meist migmatitischen Gneise im Hangenden der Bunten Serie zum Gföhler Gneis-Komplex gehören.

Durch die Neuaufnahmen zeigte sich, daß dem *Gföhler Gneis* für das Verständnis des geologischen Baues besondere Bedeutung zukommt. Das südlichste namengebende Vorkommen erstreckt sich von Pöchlarn bis Horn. Einige kleinere und größere Vorkommen gruppieren sich um das Drosendorfer Fenster. Das größte von ihnen ist jenes von Waidhofen/Thaya. An diese Gruppe schließt gegen NE das ausgedehnte Gföhler Gneis-Areal Süd-Mährens an (zwischen Mor. Budějovice und Mor. Krumlov). Nördlich folgen noch einige kleinere Vorkommen. Im einzelnen ist über die räumlichen Verhältnisse der Gföhler Gneise folgendes zu sagen:

WNW von Pöchlarn fällt der Gföhler Gneis steil nach SSE bis SE unter ein schmales Band von Paragneisen und Amphiboliten, welches ihn vom Granulit von Pöchlarn-Wieselburg trennt. In seiner nordöstlichen Fortsetzung, in der Wachau gewinnt der Gföhler Gneis allmählich an Breite und das SE-Fallen wird flacher. Im Dunkelsteiner Wald wird die SE-Grenze durch die Diendorfer Störung markiert. An dieser Blattverschiebung wurde die ursprüngliche, östliche Fortsetzung des Gföhler Gneises bis in den Raum östlich von Langenlois verschoben (Mühlbacher Gneis). Sowohl hier als auch im Raum von Dürnstein bis südlich von St. Leonhard am Horner Wald zeigt der Gföhler Gneis flachen muldenförmigen Bau. Das sanfte Einfallen der W-Grenze in der Wachau geht gegen N zu in mittelsteiles Fallen über. Bei Krems ist das Einfallen der E-Grenze mittelsteil und wird gegen N steil.

Diese Muldenform endet im Raume südlich von St. Leonhard, weil der Gföhler Gneis hier gegen N bzw. NE unter eine Serie von Paragneisen und Amphiboliten einfällt, die ihn vom Granulit von St. Leonhard trennt. Daher verliert hier der Gföhler Gneis rasch an Verbreitung und verbindet sich als dünne (300 m), mittelsteil E-fallende Lamelle mit dem Gföhler Gneis von Horn.

Von Röhrenbach bis Horn streicht der Gföhler Gneis E-W und taucht sanft gegen S gegen die Schüssel von St. Leonhard ab. Gegen Horn gewinnt er auch

wieder an Mächtigkeit. Bemerkenswert sind Rekrystallisationen, die zu einer Homogenisierung und Veränderung des Mineralbestandes des Gföhler Gneises geführt haben. Diese Veränderungen sind besonders an die Hangendgrenze gebunden, ergreifen aber im Raume Altenburg—Horn den Großteil des Gesteinskörpers. Solche Veränderungen waren uns zum ersten Male in dem Gebiet südöstlich von St. Leonhard aufgefallen, wo die E-Grenze des Gföhler Gneises aus der N-S- in die E-W-Richtung umschwenkt.

Im Raume Horn wird die Lagerung zunehmend unruhig, und WSW-Fallen macht sich gegen die E-Grenze des Gföhler Gneises am Galgen Berg immer mehr geltend. Zwischen Horn und Rosenberg/Kamp wird der Hangendbereich des Gföhler Gneises nach WSW-Achsen intensiv verfalltet. In zwei E-W- bis NE-streichenden Antiklinalen lappt der Gföhler Gneis zwischen den eingemuldeten Hangendserien empor. Diese tauchen nördlich der Bundesstraße Horn—Mold, bis wohin die genannten Antiklinalen zu verfolgen sind, gegen W gegen den Gföhler Gneis hin ab.

Zwischen Rosenberg/Kamp und Mold tritt innerhalb regional W-fallender Paragneise ein Gföhler Gneis-Vorkommen auf. Aus der Art, wie die umgebenden Gesteinszüge den Gföhler Gneis umrahmen, schließt G. FUCHS auf eine E-überkippte Aufdomung des Gföhler Gneises.

In dem Rücken, welcher die Horner Tertiärbucht im NE und E begrenzt, finden sich geringmächtige Züge von Gföhler Gneis und Granulit. Ein Zusammenhang mit dem Gföhler Gneis von Horn ist wegen der Tertiärbedeckung nicht belegbar, aber wahrscheinlich.

Durch die Aufwölbung des Moravikums nördlich von Horn wird der Zusammenhang mit dem Gföhler Gneis nördlich des Messerner Bogens unterbrochen. Dort zieht ein stark reduzierter und hybrider Gföhler Gneis-Zug aus der Saß westlich an Geras vorbei gegen Heinrichsreith. Auf dem Gebiet der ČSSR wurde dieser Zug mit den begleitenden Amphiboliten als Podhradí-Serie ausgeschieden (V. JENČEK & A. DUDEK, 1971). Er steht mit den ausgedehnten Gföhler Gneis-Gebieten südlich und östlich von Mor. Budějovice in Zusammenhang. In letztgenanntem Gebiet ist der Gföhler Gneis mit Serpentin, Amphibolit und Granulit innig verknüpft. Der gesamte Komplex wird an der Moldanubischen Überschiebung abgeschnitten. Die Lagerung unterliegt starken Schwankungen. Klar erscheint hingegen das mittelsteile Ausheben gegenüber dem Paragneisgebirge im W (Geologische Karte 1 : 200.000 der ČSSR). Wie Gföhler Gneis-Inseln im Třebíč Granodiorit zeigen, ist ein ehemaliger Zusammenhang zwischen den Gföhler Gneis-Massen südlich und westlich des Svatka Fensters anzunehmen.

Der ausgedehnte Gföhler Gneis von Waidhofen/Thaya liegt abseits, westlich der bisher besprochenen Vorkommen und bildet zusammen mit denen von Raabs, Police und anderen sowie mit dem Granulit von Blumau eine Deckscholle, die im N und S des Drosendorfer Fensters durch schmale Brücken mit dem bereits beschriebenen östlichen Zug in Verbindung steht.

Diese große, schüsselförmige Deckscholle wird im W und E von Bunter Serie unterlagert. Im Raume Police hängen, da die Bunte Serie von Drosendorf abtaucht, die Gesteinsserien der Deckscholle von Waidhofen mit den äquivalenten

im E der Bunten Serie zusammen. Dies ist bereits den Angaben von F. E. SUESS (1908) und L. WALDMANN (1951; 1958, S. 4) zu entnehmen. Die Neukartierung zeigte, daß auch im S die Deckschollenserien um das Ende des Drosendorfer Fensters herumzuverfolgen sind (Taf. 1). So zieht der bereits erwähnte Gföhler Gneis-Zug (Heinrichsreith—Saß) nordöstlich an Japons vorbei und verbindet sich mit den Gföhler Gneisen, die z. T. durch Amphibolite getrennt, der Bunten Serie westlich des Drosendorfer Fensters auflagern.¹⁾ Es ist bemerkenswert, daß die tektonisch höheren Rahmenserien (Gföhler Gneis, Granulit usw.) im E gegen die Bunte Serie also gegen die Fenstergesteine abtauchen. Diese Überkippung steht in Zusammenhang mit der intensiven E-vergenten Verfaltung im Nahbereich der Moldanubischen Überschiebung.

Da die Gföhler Gneise wesentlich am Aufbau der Deckscholle beteiligt sind, sei an dieser Stelle deren Internbau beleuchtet.

Die ausgedehnte Gföhler Gneis-Schüssel von Waidhofen/Thaya hebt im W über mächtigen Amphiboliten mit Serpentinittkörpern aus, die den Gföhler Gneis von der Bunten Serie trennen. Der E-Rand der Mulde ist stark tektonisiert, und der Gföhler Gneis hebt hier über Amphiboliten, Paragneisen und schmalen Granulitziügen aus. G. FUCHS betrachtet diesen Kontakt als anomal. Die ursprüngliche Position des Granulits als höchstes Element in der Deckenmasse wäre hier gestört. An einer E-gerichteten jüngeren Aufschuppung hätte der Gföhler Gneis den Granulit überfahren. Die Angaben in der älteren Literatur (H. GERHART, 1925, Blatt Drosendorf; L. WALDMANN, 1951) über das Vorkommen von Granulit im Kern der Gföhler Gneis-Mulde bei Waldhershaus konnte bei der Neukartierung nicht bestätigt werden (S. SCHARBERT, persönliche Mitteilung).

Östlich des Gföhler Gneises von Waidhofen erstreckt sich ein weites Gebiet flach gelagerter Amphibolite und migmatitischer Gneise (Raabser Serie, O. THIELE, 1972), unter denen im Raume Raabs Aufwölbungen von Gföhler Gneis auftauchen.

Wenden wir uns nun den Granulitvorkommen sowie den restlichen Serien des östlichen Moldanubikums zu.

Die schmalen, steil stehenden Granulitziüge in der Monotonen Serie im Isper-Tal stehen wahrscheinlich mit dem Granulit-Massiv in Verbindung, welches im Raume Wieselburg—Pöchlarn in Inselbergen aus der jungen Bedeckung ragt. H. G. SCHARBERT (1962, 1963), der das Gebiet zuletzt untersucht hat, stellte im Granulit Fächerbau und regionales NW-Streichen fest. Gegenüber dem Gföhler Gneis nördlich von Pöchlarn besitzt der Granulit Hangendposition.

Das ausgedehnte Granulitmassiv des Dunkelsteiner Waldes mit den eingelagerten Ultrabasitkörpern ist als Fortsetzung des oben behandelten Granulits von Wieselburg zu betrachten. Es ist an der Diendorfer Störung, jener großen NE-streichenden Blattverschiebung, um 25 km gegen NE bewegt worden (L. WALDMANN, 1949; H. G. SCHARBERT, 1962; O. SCHERMANN, 1965). Die Diendorfer Störung wird von gleichsinnigen Parallelstörungen im SE begleitet (A. MATURA, 1975).

¹⁾ Die Kartierung von G. FUCHS, die der vorliegenden Arbeit (samt Karte) zugrunde liegt, weicht hier erheblich von derjenigen O. THIELE's ab.

Im Granulit des Dunkelsteiner Waldes herrscht generell E-W-Streichen und mittelsteiles S-Fallen. Gegen die südlichen Rahmengesteine ist die Grenze saiger bis S-fallend. Es schließt eine Folge von Paragneisen, Amphiboliten, Marmoren und Graphitgesteinen an, die regional vom Granulit wegfallen. Es ist ungeklärt, ob diese lithologisch der Bunten Serie entsprechende Gesteinsvergesellschaftung als Fortsetzung der Bunten Serie nördlich der Donau anzusehen ist, wie schon L. WALDMANN (1949) vermutete, oder auf dem Granulit auflagert. Die nördlichen Rahmengesteine des Dunkelsteiner Wald-Granulites, Amphibolite und Paragneise, fallen nach S ein.

Nordwestlich der Diendorfer Störung wird der Raum von Krems und des unteren Kamp-Tales von Paragneisen bis Glimmerschiefern, Rehberger Amphibolit mit Gabbro, Serpentin und Marmoreinlagerungen, gewöhnlichen Amphiboliten, Graphitquarziten und konkordanten Intrusivkörpern von Syenit (Krems-Stein und Droß-Lengenfeld) und Leukogranitgneis aufgebaut. Diese Gesteine tauchen regional mittelsteil gegen W, gegen den Gföhler Gneis ab, und sind gelegentlich in E-vergente Großfalten gelegt. Von diesen Faltungen wird auch die Moldanubische Überschiebungsfläche noch betroffen. Im Kern von Antiklinalen wird Bittescher Gneis des sanft gegen W abtauchenden Moravikums emporgebracht (Krems, Langenlois, nördlich Zöbing, Raum Maria-Drei-Eichen).

Die Schilterner Amphibolite sowie die Anothositamphibolite von Senftenberg schließen unmittelbar östlich an den Gföhler Gneis an. Ähnlich migmatitische Amphibolite sind auch unmittelbar westlich des Gföhler Gneises im Raume von Rossatz—Dürnstein—Unter Meisling zu finden. Auch die Rehberger Amphibolite mit ihren Orthogneis-, Serpentin- und gelegentlichen Marmoreinlagerungen zeigen auffallende Analogien mit dem Amphibolitzug der Buschadlwand nördlich von Spitz. Dies sind Anhaltspunkte für die Annahme, daß die Paragneisfolgen beidseits des Gföhler Gneis unter demselben zusammenhängen (J. CZJZEK, 1853; F. BECKE, 1913; L. KÖBL, 1925, usw.).

Der Amphibolitzug von Schiltern endet im N abrupt, indem die Amphibolite gegen N über den Liegendparagneisen ausheben. Letztere gewinnen im Raume von Gars ausgedehnte Verbreitung. Innerhalb dieses W-fallenden Paragneisareals ist stark verfaltet ein Stock Diorit- bis Gabbrogneis eingelagert, eng mit Amphiboliten verknüpft. Diese Amphibolite markieren nach Auffassung von G. FUCHS den Kern einer Antiklinale.

Der durch Graphitquarziteinlagerungen charakterisierte Paragneiskomplex streicht mit verschiedenen Amphibolitzügen gegen W in den Raum zwischen Gföhler Gneis und Granulit von St. Leonhard/Hornerw. Den Gföhler Gneis überlagernd bilden diese Gesteine einen Ring um die Granulitschüssel, gegen die sie allseitig abtauchen. Unmittelbar im Liegenden des Granulits sind Granat-Pyroxenamphibolite und mit ihnen verbundene granulitische Gneise recht verbreitet. Im Raume von Altenburg, also im N-Flügel der Mulde, treten diese Gesteine bereits in tieferen Horizonten direkt über dem Gföhler Gneis auf. Sie gehen in die normalen Paragneise und Amphibolite durch Wechsellagerung über.

Nicht streng niveaubeständig aber doch vorwiegend zwischen der normalen Paragneis-Amphibolit-Serie und den Rahmengesteinen des Granulits sind mäch-

tige Körper oder oft bis auf wenige Meter ausgedünnte Bänder von Syenitgneis (früher Wolfshofer Granitgneis) eingeschaltet. Dieses Orthogestein ist deutlich massiger und weniger verschiefert als seine Umgebung, die es stellenweise lagig injiziert. Es hat Anteil an dem Lagenbau der Mulde und findet sich somit als fast geschlossener Ring um den Granulit. Auch in der Antiklinale, welche die Granuliterschüssel in zwei Teilmulden teilt, wird der Syenitgneis in meterdünnen Bändern emporgebracht. G. FUCHS sieht in all diesen Beobachtungen den Hinweis, daß der Wolfshofer Syenitgneis während der Deckentektonik eingedrungen und in noch unverfestigtem Zustand tektonisch verfrachtet worden ist. Die Bestimmung des Intrusivalters des Wolfshofer Syenitgneises würde demnach auch das Alter der Deckenbewegungen innerhalb des Moldanubikums ergeben.

Ähnliche Syenitgneise gibt es auch weiter südlich bei Droß—Lengenfeld und Krems—Stein, wo sie allerdings den Gföhler Gneis unterlagern.

Der Granulit, der den Kern der Mulde von St. Leonhard/Hornerw. füllt, ist, wie bereits erwähnt, in zwei Synklinalen geteilt. Diese Verfallung des Granulits erfolgt nach WNW-ESE-Achsen. Sie ist nicht auf den Granulit beschränkt, sondern erfaßt auch die unterlagernden Gesteine.

Das nächste große Granulitvorkommen von Göpfritz—Blumau ist ein Teil der bereits behandelten Waidhofener Deckscholle. Der Granulit überlagert Granatpyroxenamphibolite, Pyroxengneise und die Gesteine der Raabser Serie, welche ihn vom Gföhler Gneis trennen. Dieser Gesteinsstapel unterteuft zwar den Granulit im N, fehlt aber an dessen S-Seite, weil hier der Granulit an einer mittelsteil bis sanft N-fallenden Mylonitzone abgeschnitten wird und direkt an verschiedenste, von S heranstreichende Gesteinszüge grenzt. Lediglich die Späne von Gföhler Gneis und Granulit sowie die mit ihnen verbundenen Amphibolite, Ultrabasite und Paragneise des Bereiches südlich Japons dürften den reduzierten S-Flügel der Blumauer Granulit-Mulde darstellen. Sie befinden sich südlich der Störungszone, die den Blumauer Granulit im S begrenzt.

Der Granulitzug, der aus dem Raume von Groß-Siegharts nach N, nach Karlstein, zieht und jenseits der Thaya gegen NNE fortsetzt, wurde bereits zusammen mit dem Waidhofener Gföhler Gneis erwähnt.

Im E, im Nahbereich der Moldanubischen Überschiebung, spitzt der Blumauer Granulit in der Saß (östlich Japons) aus. In gleicher tektonischer Position setzt westlich Langau der Stallegger (Stálky) Granulit ein und setzt auf tschechisches Gebiet fort. Sein Einfallen gegen NW gegen die Amphibolite und Gföhler Gneise ist sekundär, eine Folge der Überkipfung nahe der Moldanubischen Überschiebung.

Das ausgedehnte Granulitvorkommen von Náměšt nad Oslavou befindet sich ebenfalls im Nahbereich der Moldanubischen Überschiebung. Die Lagerungsverhältnisse sind entsprechend wechselhaft.

Westlich des Svatka-Fensters sind eine Reihe von Granulitvorkommen teils mit Gföhler Gneis eng verbunden, teils treten sie isoliert auf. Beide Gesteine bilden zusammen mit Amphiboliten, Ultrabasiten sowie mit durch Graphitquarzite charakterisierten Paragneisen einen Gesteinskomplex, der wahrscheinlich die Fortsetzung der Gesteinszonen des östlichen Waldviertels darstellt.

Die „Glimmerschieferzone“ bildet ein Band wechselnder Breite entlang der Moldanubischen Überschiebung. F. E. SUESS (1908, 1912) erklärt diese Zone als das Produkt rückschreitender Metamorphose entlang der Überschiebung und leitet die Glimmerschiefer aus den moldanubischen Paragneisen ab. Für F. BECKE (1913) und H. SCHUHMAN (1930) ist die primär-sedimentäre Ausbildung für die Entstehung der Glimmerschiefer maßgebend. A. DUDEK (1962), J. SVOBODA et al. (1966) sowie J. JENČEK & A. DUDEK (1971) rechnen die Glimmerschieferzone zum Moravikum. Auf Grund seiner Neukartierungen in diesem Gebiet von Langenlois bis zur tschechischen Grenze bestätigt G. FUCHS (1971, S. 426—432) die Ansicht von F. E. SUESS, die auch von L. KÖLBL (1922) und K. PRECLIK (1930) unterstützt wurde.

Bemerkenswert ist, daß offensichtlich in einer Spätphase die sanft W-abtauchende Überschiebungsbahn selbst einer E-vergenten Faltung unterworfen wurde. Als Folge finden wir in Antiklinalen eine Reihe kleiner moravischer Fenster (in und nördlich Langenlois, im Raume östlich und südöstlich Horn sowie nordwestlich Messern). Phyllonitische Gesteine im Bereich der Moldanubischen Überschiebung dürften dieser tektonischen Spätphase ihre Entstehung verdanken.

Möglicherweise sind die Mylonitzonen, die im Bereiche der Waidhofen—Blumauer Deckscholle den Grenzen stofflich einheitlicher Körper folgen (L. WALDMANN, 1951; O. THIELE, 1971, 1975) hier zeitlich einzureihen. Jedenfalls sind diese Mylonite nach G. FUCHS (1971) jünger als die Prägung der Glimmerschieferzone im Zuge der Moldanubischen Überschiebung, da sie quer in die Glimmerschiefer schneiden.

4.2. Das Moravikum und die Brünnner Masse.

Das Konzept, den östlichsten Teil der Böhmisches Masse als Moravikum vom Moldanubikum zu trennen, geht auf die langjährigen Untersuchungen von F. E. SUESS zurück, deren Ergebnisse er in seinen fundamentalen Arbeiten von 1903 bis 1912 festhielt. Er begründete diese Gliederung mit Unterschieden in Gesteinsbestand, Metamorphose und Baustil der beiden Einheiten. Seither haben die weiteren Forschungen zu manchen Ansichten geführt, die vom SUESS'schen Konzept abweichen. Trotzdem soll bei der folgenden Beschreibung das allgemein bekannte SUESS'sche Begriffsinventar verwendet werden, um die Verständlichkeit der Darstellung zu erleichtern.

Das Moravikum im Sinne von F. E. SUESS umfaßt einen Gesteinsbestand von Ortho- und Paragesteinen in epi- bis mesozonaler Metamorphoseprägung. Dieser erstreckt sich von der W-Grenze des Bittescher Gneiszuges, zugleich auch der Hangendgrenze des regional nach W unter das Moldanubikum einfallenden Komplexes, nach E bis zu der mit unterpermischen Ablagerungen gefüllten Boskovice Furche östlich der Svatka-Kuppel bzw. bis östlich der Thaya-Masse, wo das kristalline Grundgebirge unter der tertiären Bedeckung der alpinen Molassezone abtaucht.

Durch die große moldanubische Gföhler Gneis-Granulit-Masse östlich von Mor. Krumlov wird das Verbreitungsgebiet des Moravikums in zwei Teile geteilt.

Der nördliche Teil, die Svatka-Kuppel, liegt zur Gänze auf tschechoslovakischem Gebiet, der südliche Teil, die Thaya-Kuppel, größtenteils auf österreichischem Gebiet. Wenden wir uns zuerst dem Bau der Thaya-Kuppel zu.

Das Leitgestein der Moravischen Zone ist der Bittescher Gneis. Sein gewundener Verlauf ist durch die Gliederung des Thaya-Gewölbes in zwei Teil-Antiklinalen zu erklären, in die westliche Pernegger und in die östliche Mannhartsberger Aufwölbung (L. WALDMANN, 1951). Die achsial WSW-fallende Pernegger Aufwölbung zusammen mit einer achsialen Kulmination im Raume Pernegg (G. FRASL, 1968) ist für den Messerner Bogen verantwortlich. Von den hangenden moldanubischen Gesteinen ist der Bittescher Gneis örtlich, wie etwa nördlich von Znojmo, durch Dislokationsflächen mit Myloniten getrennt, die den Internbau des Bittescher Gneises auch diskordant durchschneiden können. A. DUDEK (1962) beschreibt aus dem Raume Vranov Intrusivkontakte des Bittescher Gneises mit der im Hangenden benachbarten Vranov-Olešnice-Serie. Dagegen wendet sich G. FUCHS (1971, S. 432) mit dem Argument, daß die Amphibolitbänder im Bittescher Gneis ein Charakteristikum dieser Formation sind. Sie haben nichts mit den Amphiboliten der im Bereich von Vranov angrenzenden Vranov-Olešnice Serie zu tun, welche typisch moldanubische Gesteine enthält.

L. WALDMANN hat zuletzt 1958 in der Übersichtskarte des Waldviertler Grundgebirges die sogenannte „Glimmerschieferzone“ dargestellt, die den Bittescher Gneis im Hangenden begleitet. Dies entspricht dem SUESS'schen Konzept, daß im unmittelbaren Hangenden des Bittescher Gneises die Überschiebungsfläche verläuft, an der das Moldanubikum, unter retrograder, dynamometamorpher Metamorphose des Überschiebungsbereiches auf das Moravikum aufgeschoben wurde. Diese Überschiebungsfläche, oder anders, die Hangendgrenze des Bittescher Gneises ist derartig gefaltet, daß Aufragungen des Bittescher Gneises auch innerhalb des moldanubischen Areals auftreten. Neben dem Fenster im Kamp-Tal zwischen Zöbing und Schönberg, das schon F. E. SUESS und L. WALDMANN bekannt war, konnten durch die Neuaufnahmen von G. FUCHS und A. MATURA solche Aufwölbungen von Bittescher Gneis auch in Krems, Langenlois, ESE von Horn und NW von Messern gefunden werden.

L. WALDMANN (1924) und K. PRECLIK (1924, 1926) nahmen an der Liegendgrenze des Bittescher Gneises eine Bewegungsbahn an, an der die Bittescher Gneis-Decke als eine tektonische Teileinheit des Moravikums auf seine benachbarten Liegendgesteine im E aufgeschoben wurde. Die Fugnitzer Kalksilikatschiefer wurden in diesem Konzept zur Bittescher Gneis-Decke gezählt, weil sie mit den Bittescher Gneisen eng verbunden sind (F. E. SUESS, 1912).

Zwischen dem Bittescher Gneis im Hangenden und der Thaya-Masse im Liegenden, ist eine wechselhafte Paragesteinsfolge mit Orthogneiseinschaltungen entwickelt („Innere Phyllite“). Im Hangenden dieser Zone begleitet ein sehr beständiger Marmorzug mit Glimmerschiefern den Bittescher Gneis. Es schließt eine Zone von Glimmerschiefern an. Etwa in der Mitte der Folge sind mehrere Lamellen von granodioritschen bis tonalitischen Gneisen (Weitersfelder Stengelgneis) eingeschaltet, die mit einer Serie von Glimmerschiefern und Quarziten wechsellagern.

Nach K. PRECLIK und L. WALDMANN gehört der Großteil der „Inneren Phyllite“ zur „Pleißinger Bewegungsmasse“ mit den Orthogneislamellen im Kern. Diese tektonische Einheit sei, wie der Bittescher Gneis, als Decke E-vergent auf die Thaya-Masse samt ihrer z. T. kontaktmetamorphen Hülle aufgeschoben worden.

Eine andere, mehr stofflich fundierte Gliederung der „Inneren Phyllite“ schlagen neuerdings V. HÖCK & W. VETTERS (1974) vor. Über der Thaya-Masse folgt eine Quarzit-Glimmerschiefer-Serie mit Stengelgneis-Einlagerungen im Hangenden; darüber eine Glimmerschiefer-Marmor-Serie. Auf Grund der neuesten Aufnahmen von G. FRASL (1974) zählt zu den Gneislamellen vom Typ der Weitersfelder Stengelgneise auch der „Sachsendorfer Gneiszug“, der vom Thaya-Batholit nur mehr durch eine schmale Zone von Metasedimenten und Metavulkaniten getrennt ist („Serie von Olbersdorf“). Dieses fragliche Devon besteht vorwiegend aus Phylliten mit quarzitischen, karbonatischen und vulkanogenen, spilitisch-keratophyrischen Einlagerungen und ist schon L. WALDMANN (1924) durch seine geringe Metamorphose, durch die Ähnlichkeit mit den Květnice-Gesteinen und durch das Fehlen von Durchaderung oder Kontaktmetamorphose von seiten des Maissauer Granites aufgefallen.

Neuerdings haben sich G. FRASL (1970) und V. HÖCK (1974) mit der Art und dem Grad der Metamorphose von moravischen Gesteinen befaßt. Bekanntlich ist ja die Bedeutung dieser Aspekte schon von F. E. SUSS für die Begründung seines klassischen Konzeptes erkannt worden. Denn, auch ohne Fossilbelege, wäre die Tatsache, daß im Moravikum die Metamorphoseintensität vom Hangenden zum Liegenden abnimmt nur durch eine Tektonik alpinen Stils denkbar. V. HÖCK hat nachgewiesen, daß der österreichische Anteil des Moravikums einer regionalen Metamorphose unterworfen wurde, deren Intensität von S (Grünschieferfazies) nach N (Amphibolitfazies) kontinuierlich zunimmt. Die metamorphe Zonierung liegt quer zum regionalen Streichen. Dies läßt gemeinsam mit den mikroskopischen Ergebnissen darauf schließen, daß die Regionalmetamorphose den tektonischen Hauptakt überdauert hat.

Die markante Steilstufe südwestlich von Maissau ist wohl mit großer Wahrscheinlichkeit mit der Diendorfer Störung in Verbindung zu bringen, an der die SE-Scholle relativ um den Betrag von etwa 25 km nach NE verschoben wurde. Im Rahmen einer gemeinsamen Exkursion im Frühjahr 1975 fanden G. FUCHS und A. MATURA die Beobachtung von F. REINHOLD (1913) bestätigt, wonach in den Grundgebirgsauftragungen östlich Wilhelmsdorf eine Folge von E-W-streichenden und S-fallenden Bittescher Gneisen zu finden ist, die auch noch samt den hangenden phyllitischen Glimmerschiefern im Graben östlich Grübern aufgeschlossen sind. Es lassen sich nun diese Bittescher Gneise unschwer als die ursprünglich östliche Fortsetzung jenes von A. MATURA kürzlich entdeckten Vorkommens von Bittescher Gneis im östlichen Stadtbereich von Krems/Donau verstehen, wenn man die erwähnte Funktion der Diendorfer Störung berücksichtigt. Wie aus den Neuaufnahmen von A. MATURA im Dunkelsteiner Wald (1975) deutlich hervorgeht, wird die Diendorfer Störung im SE von einer Schar subparalleler, gleichsinniger Störungen begleitet. Es ist daher denkbar, die S-

fallenden, phyllitischen Glimmerschiefer von Frauendorf als an einer solchen Parallelstörung nach N versetzt und daher als die ursprüngliche Fortsetzung jener Schiefer östlich von Grübern zu betrachten, mit welchen sie überdies eine große Ähnlichkeit verbindet.

Neben der Auftragung des kristallinen Grundgebirges bei Frauendorf hatten auch jene von Krhovice und Miroslav mit ihrem zum Teil moldanubischen Gesteinsbestand eine besondere Bedeutung im SUESS'schen Konzept, denn er sah in ihnen die Reste des östlichen Teiles der „moldanubischen Überwölbung“. Daß diese Vorkommen jenseits einer Verbindungslinie zwischen dem Ostrandbruch der Boskowice Furche und der Diendorfer Störung liegen, war ihm wohlbekannt. Wir meinen auch für die Vorkommen von Krhovice und Miroslav sowie für die gesamte Brüner Masse einen ursprünglich um etwa 40 bis 50 km südlicheren Standort annehmen zu können. Der Unterschied zu den geringeren Verschiebungsbeträgen im Süden im Raume Dunkelsteiner Wald mit 25 km kann so erklärt werden, daß sich eine im Süden relativ weitständige Schar von gleichsinnigen Blattverschiebungen, von denen nur die westlichste auf einer längeren Strecke entblößt ist (Diendorfer Störung), gegen Norden zu in einer Linie vereinigt und in ihrer Wirkung summiert. Bei der Rekonstruktion dieser Blattverschiebung entlang der erwähnten Linie kämen einander auch der Granulit des „Mißlitzer Horstes“ und jener nordöstlich von Zöbing recht nahe.

Auf die große Ähnlichkeit des geologischen Baues der Svatka-Kuppel mit der Thaya-Kuppel hat schon F. E. SUESS nachdrücklich hingewiesen. Auch in der Svatka-Kuppel finden wir wieder den Bittescher Gneis. Er bildet ein geschlossenes Gewölbe, dessen Kern entblößt ist.

Im Hangenden des Bittescher Gneis folgen die „Äußeren Phyllite“, die in Zusammensetzung und Ausbildung der Vranov-Olešnice-Serie nach A. DUDEK entsprechen. Diese Serie umrahmt den Bittescher Gneis im SW und N des Gewölbes. Gegen die geologischen Nachbargebiete ist dieses Gewölbe durch Dislokationsflächen abgegrenzt. Während sich die Náměšť-Dislokation im Süden durch ihren konkordanten Verlauf dem Innenbau der Svatka-Kuppel anzupassen scheint, schneidet die Biteš-Dislokation im SW diskordant sowohl den moldanubischen als auch den moravischen Bereich an. Die N-S-verlaufende W-Grenze im N-Teil der Kuppel dürfte zumindest zum Teil die südliche Fortsetzung der Svojanov-Mylonitzone sein (Z. MÍŠAR, 1962, zit. in J. JAROŠ & Z. MÍŠAR, 1974). Der nördliche Kuppel-Schluß ist tektonisch weniger ausgeprägt. Die E-Grenze ist durch die Füllung der Boskowice Furche verdeckt. Wieder ist im unmittelbaren Liegenden des Bittescher Gneises ein beständiger Marmorhorizont zu finden. Die nächsttiefere Kuppelschale bilden die „Inneren Phyllite“ nach F. E. SUESS (= Bílý potok-Serie nach J. JAROŠ & Z. MÍŠAR, 1974) mit örtlichen Einlagerungen von Quarziten, Grünschiefern und Marmoren. Über die Beziehungen des Bittescher Gneises zu den hangenden und liegenden Schieferserien gibt es viele verschiedene Meinungen.

Im Kern der Svatka-Kuppel tritt ein polymetamorpher, stark tektonisierter Kristallinkomplex zutage, der neben den Svatka-Granitoiden auch noch Paragesteine, basische Metavulkanite, Migmatite und Orthogneise umfaßt (J. JAROŠ &

Z. MÍŠAR, 1974). Darüber lagern transgressiv die fossilbelegten (u. a. J. JAROŠ & Z. MÍŠAR, 1968, cit. in J. JAROŠ & Z. MÍŠAR, 1974) devonischen Květnice-Gesteine, bestehend aus Konglomeraten, Sandsteinen, Serizitschiefern und kristallinen Kalken. Dieses Devon ist schwach epimetamorph. Die Verformung der Gerölle in den basalen Konglomeraten sowie die Ausbildung von Fältelung und B-Lineationen sind offensichtlich das Ergebnis einer starken Einengung. Die Květnice-Gesteine tauchen gegen E an Dislokationsflächen unter die „Inneren Phyllite“ ab.

In Übereinstimmung mit den Vorstellungen von F. E. SUESS, L. WALDMANN und K. PRECLIK präsentiert G. FRASL (1968) folgendes Modell der geologischen Entwicklung im Moravikum: In der *altmoravischen Phase* sind nach Verformung mit begleitender Metamorphose in fraglicher Amphibolitfazies granitische Gesteine unter kontaktmetamorpher Veränderung ihrer Umgebung eingedrungen (vor-devonisch, ? assyntisch). Die *mittelmoravische Phase* wird durch die Bildung von Falten- und Deckenstrukturen und der gleichzeitigen Wirkung einer regionalen Metamorphose in Grünschieferfazies bis Amphibolitfazies beherrscht (herzynische Hauptphase). Ohne ausgeprägten Hiatus setzt schließlich die *jungmoravische Phase* ein mit Scherbewegungen und enterograder Metamorphose in unterer Grünschieferfazies. Nach diesen orogenen Phasen hat sich Bruchtektonik und die Bildung von Grabenbrüchen ereignet.

In einer späteren Arbeit weist G. FRASL (1970) mit Nachdruck auf Gemeinsamkeiten von Moravikum und Moldanubikum hin und findet, daß die scharfe Trennung der beiden Einheiten im Sinne von F. E. SUESS nicht mehr ganz aufrecht erhalten werden kann. G. FUCHS (1971) hingegen verweist auf den tiefen tektonischen Schnitt zwischen den beiden Großeinheiten, der eine Abtrennung rechtfertigt.

4.3. Das Süd-Böhmische Granitmassiv.

Zwischen den Gneisgebirgen Süd-Böhmens einerseits und des Waldviertels und Südwest-Mährens andererseits breitet sich eine gewaltige Tiefengesteinsmasse aus. In ihrer NNE-SSW-gestreckten Form paßt sie sich der regionalen Streichrichtung des Gneisgebirges an. Im einzelnen ist die Begrenzung des Plutons aber unregelmäßig gelappt und durch eingeschlossene reliktsche Gneiszüge kompliziert. Wenn auch örtlich eine Anpassung stattgefunden hat, so verhält sich der Tiefengesteinskörper doch ganz entschieden diskordant gegenüber seinem Nebengestein. Granittektonische Untersuchungen auf regionaler Basis stehen noch aus, doch scheinen die auftretenden Parallelgefüge meist nicht einer regionalen Schieferung zu entsprechen. Sie sind eher abhängig von der äußeren Form der Intrusivkörper und stellen vermutlich Einströmungsgefüge dar. Tektonische Überformung scheint auf die Umgebung der steilen Störungszonen beschränkt zu sein.

Das Granitmassiv ist kein einheitlicher Pluton, sondern wird von in mehreren Schüben eingedrungenen Teilkörpern verschiedener Ausbildung aufgebaut. L. WALDMANN (1950, 1951) hat sich besonders um deren Gliederung verdient gemacht.

Der *Weinsberger Granit*, der älteste Granit, besitzt im südöstlichen Teil der Tiefenmasse enorme Verbreitung. Vom Donautal (Strudengau) bis in den

Bereich von Gmünd ist er der beherrschende Granit. Er wird in diesem Raum nur von vereinzelt, unbedeutenden Durchschlägen von Mauthausener Granit intrudiert.

Gegen das Mühlviertel, gegen den W-Rand der Tiefenmasse zu gewinnt letztgenannter Granit aber zunehmend an Bedeutung. Die Gruppe der Feinkorngranite, in der Mauthausener Granit, Freistädter Granodiorit u. a. zusammengefaßt sind, durchsetzt hier den Weinsberger Granit in einer Reihe größerer und kleinerer unregelmäßig geformter Körper. Bei einigen von ihnen scheint allerdings als bevorzugte Erstreckung die NW-SE- bzw. NE-SW-Richtung eine Rolle zu spielen. Der größte Körper ist der von Freistadt, der nach N in die ČSSR fortsetzt und gegen E weit in das Weinsberger Granitareal vorlappt. Einige kleinere Intrusionen vermitteln zu den Vorkommen des Raumes Gmünd (Schrems).

Der jüngste Granit, der Eisgarner Granit, hat seine Verbreitung in den nördlichen und nordwestlichen Teilen der Tiefenmasse und es können dort verschiedene Ausbildungstypen unterschieden werden. Von den Eisgarner Granitstöcken des Böhmer Waldes, die in Kapitel 4.4. behandelt werden, zieht eine Reihe von Intrusionen am SE-Rand der Kaplice Glimmerschieferzone entlang zu dem ausgedehnten Eisgarner Granitvorkommen, welches den gesamten N-Teil der Tiefenmasse aufbaut. Das Gneisgebirge westlich des letztgenannten Eisgarner Granits wird von zahllosen größeren und kleineren Intrusionen durchsetzt (Geolog. Karte der ČSSR 1 : 200.000, J. SVOBODA et al., 1966). Am N-Ende der Tiefenmasse löst sich der Eisgarner Granit in Teilkörper auf und taucht gegen N unter das umgebende Gneisgewölbe ab.

Verglichen mit den Granitmassen treten dioritische oder gar gabbroide Gesteine in der Süd-Böhmischen Tiefenmasse in verschwindenden Mengen auf. Diorite treten vorwiegend in der Umgebung von Feinkorngranit-Durchschlägen auf. Am häufigsten sind sie im Randbereich zwischen Weinsberger- und Feinkorngranit.

Wenden wir uns nun den oberflächlich nicht mit der oben behandelten Tiefengesteinsmasse zusammenhängenden, ihr östlich vorgelagerten Intrusionen zu.

Der Rastenberger Granodiorit hat im Kartenbild die Form einer bauchigen Linse. Wie die Untersuchungen CH. EXNER's (1969) zeigen, besitzt der Gesteinskörper synklinale Außengestalt und analogen Internbau. Wie der Verlauf der umgebenden Gneise zeigt, paßten sich diese weitgehend der Form des Intrusivkörpers an. Den Randbereich des Granodiorits durchschwärmen mittelkörnige, nichtporphyrische Granite, die denen der Feinkorngranitgruppe bzw. manchen Nachschüben des Eisgarner Granits ähnlich sind. Die räumliche Bindung an den Rastenberger Granodiorit macht hingegen wahrscheinlich, daß es sich um einen Nachschub oder eine Abspaltung dieses Tiefengesteinskörpers handelt.

Eine ähnliche Position wie der Rastenberger Pluton besitzt derjenige Stock südöstlich von Jihlava. Das ausgedehnteste Vorkommen von Rastenberger Granodiorit ist jenes von Třebíč. Es besitzt dreieckige Form und weist wie der Rastenberger Stock eine leukokrate Randfazies auf. Es ist bemerkenswert, daß der Třebíč-Pluton und die kleineren Durchschläge ENE davon die östlichsten Zonen

des Moldanubikums intrudieren und in der unmittelbaren Nachbarschaft des Moravikums auftreten. Die Intrusiva werden an jüngeren Störungen dieses Bereiches abgeschnitten (Geologische Karte der ČSSR, 1 : 200.000).

Als kontaktmetamorphe Beeinflussung der Umgebung der Intrusivkörper ist das Sprossen von Cordierit und eine gesteigerte Rekrystallisation zu nennen. Sie führte zur Bildung von Perl- und Adergneisen (L. WALDMANN, 1951; J. SVOBODA et al., 1966). Die Durchschwärmung der Umgebung durch Gänge von Granit, Aplit, Pegmatit, Porphyriten usw. ist örtlich recht unterschiedlich. Lamprophyrgänge treten mitunter in großer Entfernung und ohne erkennbare Beziehung zu sichtbaren Intrusivkörpern auf (z. B. Gebiet Gföhl—Horn, Drosendorf—Raabs, Marbach/Kl. Krems).

Steile Störungszonen, von Mylonit und Verquarzung begleitet, sind ein auffälliges Element des Granitgebietes. Sie bestimmen gelegentlich, wie die Vitiser Störung, den Außenrand des Granitplutons oder versetzen die verschiedenen, die Tiefenmasse aufbauenden Gesteinsarten gegeneinander. Am stärksten ausgeprägt ist das NNE-SSW- bis NE-SW-streichende Störungssystem. Von der Rodl-Störung bis zur Störung, die im Kl. Ispertal den Granitrand schneidet, werden an einer Reihe von Störungen die SE-Schollen gegen NE versetzt. Zu den bereits bekannten Vitiser und Rodl-Störungen wurden zahlreiche Parallelstörungen durch die Kartierung des Granitgebietes entdeckt. Zu dem hier besprochenen Störungssystem gehört auch die bereits im Kapitel 4.1. behandelte Diendorfer Störung. Von geringerer Verbreitung ist ein NW-SE-gerichtetes Störungssystem. Hier ist nur die von B. SCHWAIGHOFER festgestellte Störung östlich von Weitra zu nennen.

Überblickt man die räumliche Verteilung der einzelnen Intrusiva, welche die Süd-Böhmische Tiefenmasse aufbauen, so sind bestimmte Regelmäßigkeiten festzustellen. Die basischesten Granitoide (Rastenberger Granodiorite) bauen die östlichsten Intrusionen auf. Ihnen folgen gegen W bzw. NW der Weinsberger Granit, die Feinkorngranite und der Eisgarner Granit. Diese Reihenfolge bedeutet aber nicht nur eine Tendenz von basisch zu sauer, sondern entspricht auch der allgemein anerkannten Altersabfolge. Interessant ist auch, daß sich die Diorite — wenn auch als flächenmäßig unbedeutende Durchschläge — besonders im Grenzbereich Weinsberger Granit-Feinkorngranit finden, was ihrer altersmäßigen Stellung entspricht (G. FUCHS, 1962). Das Altersverhältnis des Rastenberger Granodiorits zum Weinsberger Granit ist zwar ungeklärt, doch wird man nicht fehl gehen, wenn man auf Grund zahlreicher lithologischer Übereinstimmungen keine allzugroße Altersdifferenz annimmt.

Somit ergibt sich nach G. FUCHS das Bild einer sich scheinbar gegen W bzw. NW verlagernden Förderzone. Dasselbe Bild entsteht aber auch, wenn die Schmelzen in einer ortsgebundenen Zone aus dem Untergrund aufdringen und sich der moldanubische Block über diesen gegen E bewegt.

4.4. Das Mühlviertel und der Sauwald.

Diese Gebiete Oberösterreichs sind Teil einer orogenen Großzone, die eine Selbständigkeit wie die des Moravikums aufweist. Wir möchten diese vom

Moldanubikum abtrennen und schlagen den Begriff *Bavarikum* vor (siehe G. FUCHS, 1976). In der genannten Zone wird der Innenbau des Moldanubikums aus der NE-SW-Richtung in eine neue variszisch geprägte NW-SE-Richtung umgeschleift. Der für den älteren Bau charakteristische Gesteinsbestand wird, bis auf vereinzelte Reste, aufgelöst und geht in das variszisch geprägte Migmatitgebirge über. Die älteren variszischen Intrusiva, die das moldanubische Gneisgebirge des Waldviertels diskordant durchschlagen, treten im Bavarikum als konkordante unscharf begrenzte und somit synorogen gebildete Magmatite auf (Weinsberger Granit, Diorite Typ 1); die jüngeren Intrusiva sind auch hier diskordant (Diorite Typ 2, Feinkorngranite, Eisgarner Granit).

Die W-Begrenzung des Süd-Böhmischen Granitmassivs gegen das Bavarikum ist nicht sehr ausgeprägt. Gneisungen lappen in NW-SE- bis N-S-Richtung in das Granitareal, und das Granitmassiv löst sich gegen NW in eine Unzahl kleinerer Stöcke und Durchschläge auf, wie sie für das gesamte Bavarikum typisch sind.

Das Gebiet nördlich Linz zwischen der Rodl-Störung und dem Süd-Böhmischen Granitmassiv ist durch eine auffällige NNW-SSE- bis N-S-Streichrichtung der Gneise ausgezeichnet. Auch die Intrusiva — Weinsberger- und Feinkorngranite — folgen dieser Richtung. Die E-Hälfte des genannten Bereiches ist reich an Granitdurchschlägen und die begleitenden Perl- und Grobkorngneise entsprechen jenen des nordwestlichen Mühlviertels. Die Perlgneise der W-Hälfte hingegen zeigen die für den Sauwald typische Ausbildung. Daher ist anzunehmen, daß der südöstlichste Teil des Sauwald-Kristallins an der Blattverschiebung der Rodl um etwa 30 km gegen NE versetzt worden ist (O. THIELE in G. FUCHS & O. THIELE, 1968, S. 65 f.).

Westlich der Rodl ist in den hier generell NW-SE-streichenden Gesteinen des Bavarikums eine Gliederung in drei Zonen deutlich: die Böhmer Wald-, die Mühl- und die Sauwald-Zone.

Die *Böhmer Wald-Zone* hat eine Zwischenstellung zwischen dem moldanubischen Kristallin Süd-Böhmens und dem variszisch entstandenen Kristallin des Bavarikums. Die alten, NE-SW-streichenden Serien werden hier in die E-W-Richtung umgeschleift. Die älteren NE-SW-Achsen werden dabei um die jüngeren E-W-Achsen in steile Lagen rotiert. Die Schiefergneise bauen auch auf österreichischem Gebiet noch ausgedehnte Areale auf, und es finden sich in ihnen noch Fetzen von Gföhler Gneis ähnlichen Orthogneisen (nördlich Bärenstein, südlich Plöckenstein). Homogenisierung zu Perl- und Grobkorngneisen ist jedoch gebietsweise schon sehr wirksam, besonders um die ebenfalls E-W-orientierten Weinsberger Granite. Stöcke von Eisgarner Granit sind für die Böhmer Wald-Zone charakteristisch und vermitteln räumlich mit einer Reihe größerer und kleinerer Intrusionen zu dem Eisgarner Granit-Gebiet im N-Teil des Süd-Böhmischen Granitplutons. Auf österreichischem Gebiet überschreiten die Eisgarner Granite nicht die Störungszone des Pfahl, dies erfolgt erst weiter westlich in Bayern (Hauzenberg, Saldenburg; TROLL, 1967).

Der Pfahl, eine NW-SE-streichende und mittelsteil NE-fallende Mylonitzone, begrenzt die Böhmer Wald-Zone gegen SW. Nordwestlich von Haslach teilt sie sich in einen älteren, durch tektonische Mischserien charakterisierten Ast, der

gegen ESE nach Leonfelden fortsetzt und eine jüngere Mylonit- und Verquarzungszone, die gegen SE bis an die Rodl zieht. Die ältere Störung scheint in diesem Bereich die Böhmer Wald-Zone zu begrenzen, da das Zurücktreten von Schiefergneis und der Reichtum an Feinkorngranit südlich dieser Linie eher der Mühl-Zone entsprechen.

In der Mühl-Zone herrscht straffes NW-SE-Streichen der Grobkorn-gneise und Weinsberger Granitgneise bei überwiegendem NE-Schichtfallen. Schiefergneise, meist schon in Umwandlung zu Perlgneis begriffen, sind seltene Relikte des prä-variszischen Altbestandes. Eine Ausnahme stellt das Gebiet von Kropfmühl ENE von Passau dar. Dort bildet E-W-streichende Bunte Serie — wahrscheinlich die Fortsetzung derjenigen von Česke Krumlov — als geschlossenes Gebiet eine Insel in den umgebenden Grobkorn-gneisen. In diesem Zusammenhang ist auch die Zone von Herzogsdorf zu erwähnen, die allerdings von der Perlgneisbildung stärker betroffen worden ist.

Von den variszischen Graniten bildet der Weinsberger Granit konkordante, den Gneisen eingeschaltete Körper, während die Feinkorngranite ausgeprägt diskordante Durchschläge bilden. Diese treten in der Zone Leonfelden—Aigen—Hauzenberg besonders gehäuft auf. Der WNW-ESE-Verlauf dieser Zone zeigt somit auch eine gewisse Einregelung, die aber das NW-SE-Streichen des Weinsberger Granit-Grobkorn-gneis-Komplexes schräg schneidet. Im südwestlichen Bereich der Mühl-Zone treten Stöcke von Feinkorngranit seltener auf (Aschach, Kl. Zell).

Die jüngeren Diorite (Typ 2) sind in der genannten an Feinkorngranitdurchschlägen reichen Zone eng an die Granite gebunden. Hingegen zeigen die älteren Diorite (Typ 1) in ihrem Auftreten größere Unabhängigkeit. Wie die Gneise und Weinsberger Granite sind sie straff eingeregelt.

Die parallel zum Pfahl streichende Donau-Störung begrenzt die Mühl-Zone im SW. Ebenso wie am Pfahl haben auch an dieser alt angelegten Störungs-linie immer wieder Bewegungen stattgefunden. Auffällig gebänderte Schiefer-gneise und Linsen von Orthogneis sind an der Donau-Störung den Perlgneisen eingeschaltet (G. FUCHS & O. THIELE, 1968).

Die Sauwald-Zone wird überwiegend von Perlgneisen aufgebaut, vor-variszische Schiefergneise bilden auch hier nur untergeordnete, reliktsche Inseln. Schärdinger und Peurbacher Granit treten in einer Reihe meist unscharf begrenzter, in die Perlgneise übergelender Körper im südwestlichen Teil des Sauwaldes auf. Verglichen mit dem Weinsberger Granit ist das Parallelgefüge dieser Granite bedeutend schwächer ausgeprägt. Die südwestlichen Bereiche des Sauwaldes erscheinen überhaupt schwächer tektonisiert zu sein. Feinkorngranite treten in einer Reihe diskordanter, scharf begrenzter Durchschläge auf (Eitzenberg, St. Sixt) (O. THIELE in G. FUCHS & O. THIELE, 1968).

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß das variszisch geformte Kristallin des Bavarikums zonenweise durch bestimmte Gesteinsvergesellschaftungen charakterisiert wird. Die großen, von Bayern nach Oberösterreich hereinstreichenden Pfahl- und Donau-Störungen sind wohl spät-variszisch angelegt; wahrscheinlich wurden sie aber später, besonders in der alpidischen Ära, wiederbelebt. Sie

formten mit jener, der Rodl-Störung parallelen NE-SW-Schar ein System von Scherflächen. Dieses Störungsgitter bestimmt weitgehend die Ränder des Kreidebeckens von Česke Budějovice (Geol. Karte der CSSR, 1 : 200.000), was als Beleg für die Existenz auch junger Bewegungen gelten kann.

5. Literatur

Die ausführliche Literaturzusammenstellung von L. WALDMANN (1951) erlaubt es uns, in der folgenden Aufstellung für den Zeitraum bis 1951 nur eine kleine Literaturlauswahl zu bringen.

- ARNOLD, A. & SCHARBERT, H. G.: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Granuliten der südlichen Böhmisches Masse in Österreich. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., 53, S. 61—78, Zürich 1973.
- BECKE, F.: Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. — Tschem. Min. Petr. Mitt., 4, 3. H., S. 189—264, 4. u. 5. H., S. 285—408, Wien 1882.
- BECKE, F.: Granodioritgneis im Waldviertel (Notiz). — Tschem. Min. Petr. Mitt., 34, S. 70, Wien 1917.
- BECKE, F., HIMMELBAUER, A., REINHOLD, F. & GÖRGEY, R.: Das niederösterreichische Waldviertel. — Tschem. Min. Petr. Mitt., 32, S. 1—62, Wien 1913.
- BEDERKE, E.: Das Alter des Moldanubischen Grundgebirges. — Geol. Rdsch., 45, H. 2, S. 167—175, Stuttgart 1957.
- 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.
- DACOSTA, L. A. M.: Structural Evolution of the Southern Part of the "Rastenberg" Pluton, Bohemian Massif, Lower Austria. — Verh. Geol. B.-A., S. A 75—A 76, Wien 1966.
- DAVIS, G. L. & SCHREYER, W.: Altersbestimmungen an Gesteinen des ostbayerischen Grundgebirges und ihre geologische Deutung. — Geol. Rdsch., 52, H. 1, S. 146—169, Stuttgart 1962.
- DESHPANDE, G. G. & ÖZPEKER, I.: Petrology and Structure of the Spitzer Gneiss from Dobra Area in the Bohemian Massif of Austria (Abstract). — Verh. Geol. B.-A., S. A 77, Wien 1965.
- DUDEK, A.: Kristallinische Schiefer und Devon östlich Znojmo (Znaim). — Sbornik UUG., 26, S. 101—141, Prag 1960.
- DUDEK, A.: Zum Problem der moldanubischen Überschiebung im Nordteil der Thayakuppel. — Geologie, 11, H. 7, S. 757—791, Berlin 1962.
- DUDEK, A.: Beitrag zum Problem der moldanubischen Überschiebung (Mißlitzer Horst). — Sbornik geol. ved., Geologie, 1, S. 7—20, Prag 1963.
- DUDEK, A., MATEJOVSKÁ, O. & SUK, M.: Gföhl Orthogneis in the Moldanubicum of Bohemia and Moravia. — Krystallinikum, 10, S. 67—78, Prag 1974.
- DUDEK, A. & ŠMEJKAL, J.: The age of the Brno pluton. — Věstník UUG., 43, H. 1, S. 45—52, Prag 1968.
- DUDEK, A. & SUK, M.: The depth relief of the granitoid plutons of the Moldanubicum. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 123, H. 1, S. 1—19, Stuttgart 1965 a.
- DUDEK, A. & SUK, M.: Zur geologischen Entwicklung des Moldanubikums. — Ber. Geol. Ges. DDR., 10, H. 2, S. 147—161, Berlin 1965 b.
- 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.
- EXNER, CH.: Über geologische Aufnahmen beim Bau der Kamp-Kraftwerke (Südliche Böhmisches Masse). — Jb. Geol. B.-A., 96, S. 217—252, Wien 1953.
- EXNER, CH.: Zur Rastemberger Granittektonik im Bereiche der Kampkraftwerke (Südliche Böhmisches Masse). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 61, S. 6—39, Wien 1969.
- FISCHER, G.: Der Bau des Vorderen Bayerischen Waldes. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., 41, S. 1—22, Stuttgart 1959.
- FISCHER, G. & TROLL, G.: Bauplan und Gefügeentwicklung metamorpher und magmatischer Gesteine des Bayerischen Waldes. — Geol. Bavar., 68, S. 7—44, München 1973.

- FRASL, G.: Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspaten einiger Porphygranite, Porphygranitgneise und Augengneise Österreichs. — Jb. Geol. B.-A., 97, S. 71—132, Wien 1954.
- FRASL, G.: The Bohemian Massif in Austria — The Moravian Zone. — Int. Geol. Congr. 23. Sess. Prague 1968, Guide to Excursion 32, S. 5—24, Geol. B.-A., Wien 1968.
- FRASL, G.: Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel. — Nachrichten Deutsch. Geol. Ges., 2, S. 55—61, Tübingen 1970.
- FRASL, G.: Berichte über Aufnahmen auf Blatt Steyregg (33) in den Jahren 1956—1959. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1957—1960.
- FRASL, G.: Aufnahmen 1973 auf Blatt 21 (Horn), Moravischer Anteil. — Verh. Geol. B.-A., S. A 37, Wien 1974.
- 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.: Zur Tektonik des östlichen Waldviertels (NO). — Verh. Geol. B.-A., H. 3, S. 424 bis 440, Wien 1971.
- 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.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Geras (8), Gföhl (20), Horn (21) und Ottenschlag (36) in den Jahren 1966—1968, 1970—1971, 1973—1974. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1967—1969, 1971—1972, 1974—1975.
- FUCHS, G.: Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. — Jb. Geol. B.-A., S. 45—61, 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.
- GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT, WIEN: Göpfritz, Österreich. Erläuterungen zur Geologisch-Geotechnischen Grundlagenkarte 1 : 10.000. — Geol. B.-A., Wien 1967.
- GRABER, H. V.: Intrusionsfolge, Mischprodukte und Bewegungsvorgänge am Südrande der Böhmisches Masse. — Verh. Geol. B.-A., Nr. 7/8, S. 149—163, Wien 1936.
- GRAUERT, B., HÄNNY, R. & SOPTRAJANOVA, G.: Isotopic Ages of Paragneisses and Anatectic Rocks of the Moldanubicum of Eastern Bavaria. — Annal. Soc. Géol. Belgique, 94, II, S. 115, Liège 1971.
- GRILL, R. & WALDMANN, L.: Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich. — Jb. Geol. B.-A., 94, (1949—1951), S. 1—40, Wien 1950.
- GROHMANN, H.: Beitrag zur Geochemie österreichischer Granitoide. — Tscherm. Min. Petr. Mitt., 3. Folge, 10, S. 436—474, Wien 1965.
- HÖCK, V.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Geras (8), Retz (9) und Horn (21) in den Jahren 1968 und 1969. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1969 und 1970.
- HÖCK, V.: Mineralzonen in Metapeliten und Metapsammiten der Moravischen Zone in Niederösterreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 66.—67., S. 49—60, Wien 1974.
- HÖCK, V. & VETTERS, W.: Bericht über geologische Aufnahmen auf Blatt Horn (21) in den Jahren 1972 und 1973. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1973 und 1974.
- HOLZER, H.: Die Flinzgraphitvorkommen im außeralpinen Grundgebirge Ober- und Niederösterreichs. — Verh. Geol. B.-A., H. 2, S. 360—371, Wien 1964.
- HOLZER, H. & NEUWIRTH, K.: Über den ehemaligen Eisensteinbergbau Kottaun bei Geras (Niederösterreich). — Mont. Rdsch., 10, H. 9, S. 191—193, Wien 1962.
- HOMOLA, V., MÜLLER, K. & SURKOVSKÁ, V.: Geologisch-geophysikalische Studien im Gebiet des westmährischen Moldanubikums. — Freib. Forsch.-H., C 227, Geologie, S. 7—71, Leipzig 1968.
- HORNINGER, G.: Der Schárdinger Granit. — Tscherm. Min. Petr. Mitt., 47, S. 26—74, Wien 1936.
- 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.

- JAROŠ, J. & MÍŠAR, Z.: Deckenbau der Svatka-Kuppel und seine Bedeutung für das geodynamische Modell der Böhmisches Masse. — Sbornik geol. ved., Geologie, 26., S. 69—82, Prag 1974.
- JENCEK, V. & DUDEK, A.: Beziehungen zwischen dem Moravikum und Moldanubikum am Westrand der Thayakuppel. — Vestník UUG, 46, S. 331—338, Prag 1971.
- KAPPEL, F.: Die Eklogite Meidling im Tal und Mitterbachgraben im niederösterreichischen Moldanubikum südlich der Donau. — N. Jb. Min. Abh., 107, S. 266—298, Stuttgart 1967.
- KHAFFAGY, M.: The Genesis of the Dobra and Krumau Complexes of the Kamp Valley in the Lower Austrian Waldviertel. — Jb. Geol. B.-A., Sonderb. 17, S. 139—170, Wien 1971.
- KHAFFAGY, M.: Zur Geochemie der Spitzer Gneise und der Paragesteinserie des Kamptales, Niederösterreich. — Jb. Geol. B.-A., Sonderb. 17, S. 171—192, Wien 1971.
- 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.: Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete. 1. Teil: Die petrographischen Verhältnisse. — Fortschr. Min. Krist. Petr., 25, S. 253—316, Berlin 1941.
- KÖBL, L.: Zur Deutung der moldanubischen Glimmerschieferzone im niederösterreichischen Waldviertel. — Jb. Geol. B.-A., S. 81—104, Wien 1922.
- KÖBL, L.: Die Stellung des Gföhler Gneises im Grundgebirge des niederösterreichischen Waldviertels. — Tscherm. Min. Petr. Mitt., 38, S. 508—540, Wien 1925.
- KOPEČNÝ, V.: Beitrag zur Petrographie des Bittescher Gneises (Nordteil der Thayakuppel). — Acta. univ. pal. olom. fac. rer. nat., 38, S. 21—34, Olmütz 1971.
- KUPKA, J. E.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Zwettl (19) und Gföhl (20) in den Jahren 1969 und 1973. Truppenübungsplatz. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1970 und 1974.
- KÜPPER, H., MÜLLER, G. & Mitarbeiter: Zur Geologie des Gebietes nordöstlich von Göpfritz a/W., NÖ. — Verh. Geol. B.-A., H. 3, S. 393—408, Wien 1971.
- KURAT, G.: Der Weinsberger Granit im südlichen österreichischen Moldanubikum. — Tscherm. Min. Petr. Mitt., 3. F., 9, S. 202—227, Wien 1965.
- KURAT, G. & SCHARBERT, H. G.: Compositional Zoning in Garnets from Granulite Facies Rocks of the Moldanubian Zone, Bohemian Massif of Lower Austria, Austria. — Earth and Planetary Science Letters, 16, S. 379—387, North-Holland Publ. Comp., Amsterdam 1972.
- MARCHET, A.: Der Gabbro-Amphibolitzug von Rehberg im niederösterreichischen Waldviertel. — Sitzungsber. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., 128, S. 215—291, Wien 1919.
- MARCHET, A.: Zur Kenntnis der Amphibolite des niederösterreichischen Waldviertels. — Tscherm. Min. Petr. Mitt., 36., H. 3, 4, S. 170—211, H. 5, 6, S. 229—320, Wien 1924.
- MARCHET, A.: Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete. II. Teil: Der Gesteinschemismus. — Fortschr. Min. Krist. Petr., 25, S. 317—366, Berlin 1941.
- MATEJOVSKÁ, O.: Petrogenesis of the Moldanubian granulites near Náměšt n. Osl. — Krystallinikum, 5, S. 85—103, Prag 1967.
- MATURA, A.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Mautern (37), Krems (38) und Obergrafendorf (55) in den Jahren 1966, 1968—1974. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1967, 1969—1975.
- MATURA, A.: Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. — Jb. Geol. B.-A., S. 63—74, Wien 1976.
- MEISER, P. & TEUSCHER, E. O.: Das Feld Goting-Ranna, geologisch-geophysikalische Kartierung eines Graphitvorkommens im Passauer Wald. — Geol. Bavar., 55, S. 34—52, München 1965.
- NEMEC, D.: Granate westmährischer Skarngesteine. — Geologie, 10, H. 2, S. 157—168, Berlin 1967.
- NEMEC, D.: Chemische Zusammensetzung der Ca-Amphibole aus den regionalmetamorphen Skarnen Westmährens. — N. Jb. Miner. Abh., 113, H. 1, S. 50—67, Stuttgart 1970.
- NEMEC, D.: Barium in K-Feldspar Megacrysts from Granitic and Syenitic Rocks of the Bohemian Massif. — Tscherm. Min. Petr. Mitt., 3. F., 22, S. 109—116, Wien 1975.

- NIEDERMAYR, G.: Die akzessorischen Gemengteile von Gföhler Gneis, Granitgneis und Granulit im niederösterreichischen Waldviertel. — *Ann. Naturhist. Mus.*, 70, S. 19—27, Wien 1967.
- PRECLIK, K.: Zur Analyse des Moravischen Faltenwurfes im Thayatale. — *Verh. Geol. B.-A.*, S. 180—192, Wien 1924.
- PRECLIK, K.: Die moravische Phyllitzone im Thayatale. — *Sbornik SGU*, S. 221—282, Prag 1926.
- PRECLIK, K.: Das Nordende der Thayakuppel. — *Sbornik SGU*, 6, S. 373—395, Prag 1926.
- PRECLIK, K.: Zur Tektonik und Metamorphose der moravischen Aufwölbung am Ostrand der Böhmisches Masse. — *Geol. Rdsch.*, 18, S. 81—103, Berlin 1927.
- RICHTER, W.: Petrologische Untersuchungen am Mauthausner Granit im österreichischen Moldanubikum. — *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 3. F., 10, S. 265—296, Wien 1965.
- SCHADLER, J.: Berichte über Aufnahmen auf Blatt Linz-Eferding (4652) in den Jahren 1935 bis 1938. — *Verh. Geol. B.-A.*, Wien 1936—1939.
- SCHADLER, J.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1 : 75.000, Blatt Linz-Eferding (4652). — *Geol. B.-A.*, Wien 1952.
- SCHARBERT, H. G.: Die Granulite der südlichen Böhmisches Masse. — *Geol. Rdsch.*, 52, S. 112 bis 123, Stuttgart 1962.
- SCHARBERT, H. G.: Die Granulite des südlichen niederösterreichischen Moldanubikums. — I. Teil: *N. Jb. Min. Abh.*, 100, S. 59—86, 1963; II. Teil: *N. Jb. Min. Abh.*, 101, S. 27—66, 1964; III. Teil: *N. Jb. Min. Abh.*, 101, S. 210—231, 1964, Stuttgart.
- SCHARBERT, H. G.: Andraditführende Einschaltungen im Marmor von Hartenstein (Kl. Kremstal, NO). — *N. Jb. Miner. Mh.*, 7, S. 221—223, Stuttgart 1966.
- SCHARBERT, H. G.: Beobachtungen am Granulitkörper von St. Leonhard am Horner Wald (Niederösterreichisches Waldviertel). — *Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl.*, 9, S. 201—205, Wien 1967.
- SCHARBERT, H. G.: Cyanit und Sillimanit in moldanubischen Granuliten. — *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 3. F., 16, S. 252—267, Wien 1971.
- SCHARBERT, H. G.: Pyrope-rich garnets from Moldanubian garnet pyroxenites, Bohemian Massif, Lower Austria, Austria. — *N. Jb. Min. Mh.*, S. 80—83, Stuttgart 1973.
- SCHARBERT, H. G. & KURAT, G.: Distribution of Some Elements Between Coexisting Ferromagnesian Minerals in Moldanubian Granulite Facies Rocks, Lower Austria, Austria. — *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 3. F., 21, S. 110—134, Wien 1974.
- SCHARBERT, S.: Mineralbestand und Genesis des Eisgarner Granits im niederösterreichischen Waldviertel. — *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 3. F., 11, S. 388—412, Wien 1966.
- SCHARBERT, S.: Berichte über Aufnahmen auf Blatt Großsiegharts (7) in den Jahren 1969 und 1970. — *Verh. Geol. B.-A.*, Wien 1970 und 1971.
- SCHEIBE, L. F. & MAHERALI, N. F.: Contribution to the Study of the Nöhagen Metadiorites. — *Jb. Geol. B.-A., Sonderb.* 17, S. 214—217, Wien 1971.
- SCHERMANN, O.: Über Horizontalseitenverschiebungen am Ostrand der Böhmisches Masse. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 16, (1965), S. 89—103, Wien 1966.
- SCHERMANN, O.: Geologie und Petrographie des Gebietes zwischen Melk und Wieselburg. — *Phil. Diss., Univ. Wien* 1967.
- SCHREYER, W.: Über das Alter der Metamorphose im Moldanubikum des südlichen Bayerischen Waldes. — *Geol. Rdsch.*, 46, H. 2, S. 306—318, Stuttgart 1957.
- SCHUMANN, H.: Über moldanubische Paraschiefer aus dem niederösterreichischen Waldviertel zwischen Gföhler Gneis und Bittescher Gneis. — *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 40, S. 73—187, Leipzig 1930.
- 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.
- STETTNER, G.: The Bavarian Part of the Bohemian Massif. — *Tectonics of the Carpathian Balkan Regions*, S. 417—421, *Geol. Inst. Dionýz Stúr*, Preßburg 1974.
- STRECKEISEN, A.: Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. — *Geol. Rdsch.*, 63, H. 2, S. 773—786, Stuttgart 1974.
- Suess, F. E.: Bau und Bild der Böhmisches Masse. — In: C. DIENER et al.: *Bau und Bild Österreichs*, S. 1—322, Verlag Tempsky-Freytag, Wien 1903.

- Suess, F. E.: Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und dem moravischen Grundgebirge in dem Gebiete von Frain und Geras. — Verh. Geol. R.-A., S. 395—412, Wien 1908.
- Suess, F. E.: Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. — Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Denkschr., 88, S. 541—631, Wien 1912.
- Suess, F. E., Gerhart, H. & Beck, H.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1 : 75.000, Blatt Drosendorf (4455). — Geol. B.-A., Wien 1925.
- Suk, M.: Lithology of Moldanubian metamorphics. — Casopis pro mineralogii a geologii, 19, H. 4, S. 373—389, Prag 1974.
- Svoboda, J. et al.: Regional Geology of Czechoslovakia. Part 1: The Bohemian Massif. — 668 S., Geol. Surv. Czechoslovakia, Prag 1966.
- Svoboda, J. & Prantl, F.: Přispěvek k stratigrafii vnitřních fylitů na Tišnovsku. — Sbornik SGU, 18, S. 317—328, Prag 1951.
- Thiele, O.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Engelhartzell (13), Schärding (29) und Neumarkt i. H. (30) in den Jahren 1959—1962. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1960—1963.
- Thiele, O.: Der österreichische Anteil an der Böhmisches Masse und seine Stellung im variszischen Orogen. — Geologie, 19, H. 1, S. 17—24, Berlin 1970.
- Thiele, O.: Eine Mikroklin-Quarz-Kugelbildung in hybridem Feinkorngranit aus dem Dietrichsbacher Forst (westliches Waldviertel, Niederösterreich). — Verh. Geol. B.-A., H. 2, S. 267 bis 274, Wien 1970.
- Thiele, O.: The Austrian Part of the Bohemian Massif. — Tectonics of the Carpathian Balkan Regions, S. 414—417, Geol. Inst. Dionýz Stúr, Preßburg 1974.
- 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.
- Thiele, O.: Zur Tektonik des Waldviertels in Niederösterreich (Südliche Böhmisches Masse). — Nova Acta Leopoldina, 1975 (im Druck).
- Troll, G.: Führer zu geologisch-petrographischen Exkursionen im Bayerischen Wald. Teil I: Aufschlüsse im Mittel- und Ostteil. (Mit Beiträgen von U. Dollinger, S. Dürr, B. Grauert, F. K. List, J. Madel, W. Schreyer, G. Troll und H. Winter.) — Geol. Bavarica, 58, 189 S., München 1967.
- Vejnar, Z.: Grundfragen des Moldanubikums und seine Stellung in der Böhmisches Masse. — Geol. Rdsch. 60, S. 1455—1465, Stuttgart 1971.
- Vohryzka, K. & E.: Berichte über Aufnahmen auf Blatt Leonfelden (15) in den Jahren 1959 bis 1961. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1960—1962.
- Waldmann, L.: Das Südende der Thayakuppel. — Jb. Geol. B.-A., 72, H. 3 u. 4, S. 183—204, Wien 1922.
- Waldmann, L.: Vorläufiger Bericht über die Aufnahme des moravischen Gebietes südlich der Bahnlinie Eggenburg—Siegmunsherberg. — Anz. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., 61, 1924, Nr. 5, S. 53—56, Wien 1925.
- 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.
- Waldmann, L.: Studien über ältere Eisensteinbaue im nördlichen Waldviertel. — Verh. Geol. B.-A., Sonderh. C, S. 49—55, Wien 1952.
- Waldmann, L.: Führer zu geologischen Exkursionen im Waldviertel. — Verh. Geol. B.-A., Sonderh. E, S. 1—26, Wien 1958.
- Waldmann, L.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Drosendorf (4455), Horn (4555), Ottenschlag (4654), Krems (4655), Enns (4753), Ybbs (4754), Ottenschlag (36) und Spitz (37) in den Jahren 1947—1964, 1966—1969. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1948—1965, 1967—1970.
- Wieseneder, H., Freilinger, G., Kittler, G. & Tsamourakis, G.: Der kristalline Untergrund der Nordalpen in Österreich. — Geol. Rdsch., 64, Stuttgart 1975 (im Druck).
- Winkler, H. G. F.: Die Genese der metamorphen Gesteine. — 218 S., Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York 1965.
- 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.

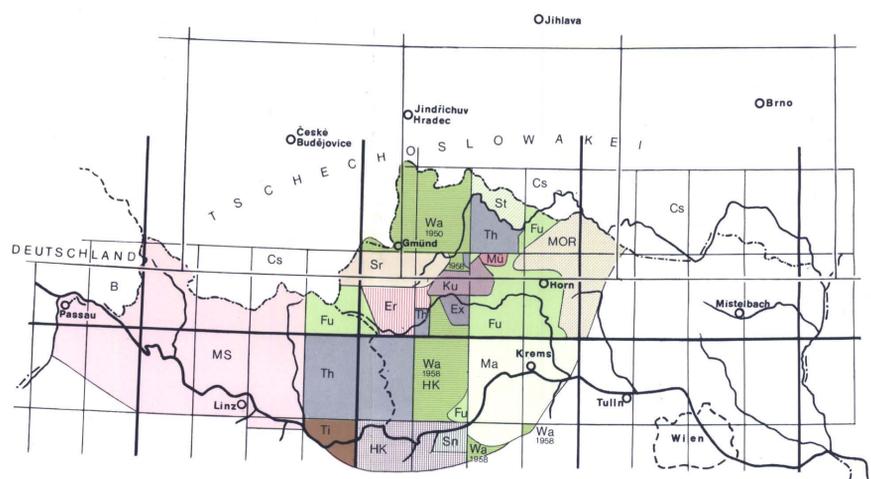
Manuskript eingereicht im November 1975

Geologische Karte des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse

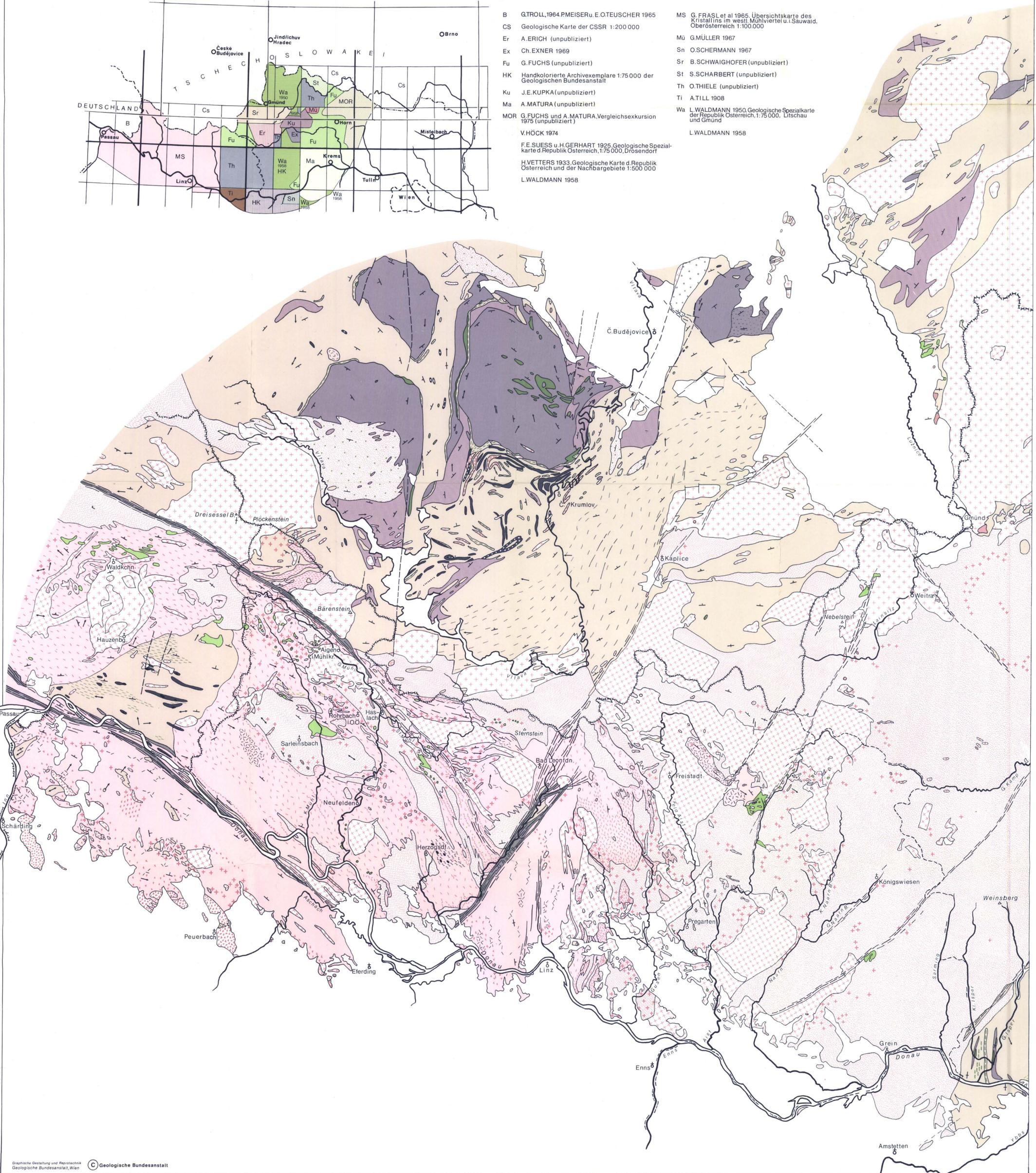
Nach unpublizierten Neuaufnahmen von A. ERICH, G. FUCHS, J. E. KUPKA, A. MATURA, S. SCHARBERT, O. SCHERMANN, B. SCHWAIGHOFER und O. THIELE, handkolorierten Archivexemplaren 1:75.000 der Geologischen Bundesanstalt und publizierten Beiträgen

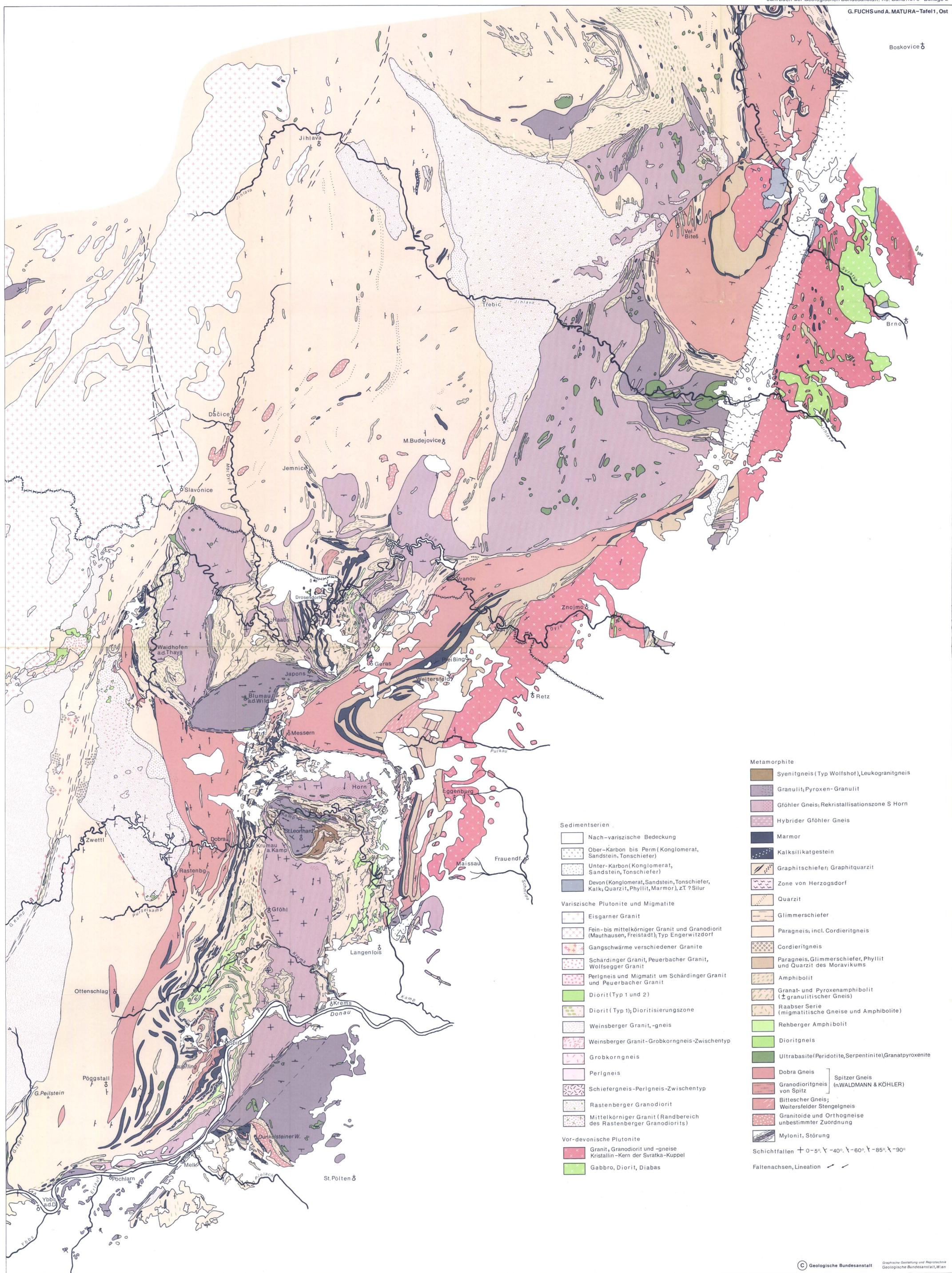
zusammengestellt von G. FUCHS und A. MATURA, 1976

1 : 200 000



- | | | | |
|-----|--|----|---|
| B | G.TROLL, 1964, P.MEISER u. E. OTEUSCHER 1965 | MS | G. FRASL et al 1965, Übersichtskarte des Kristallins im westl. Mühlviertel u. i. Sauiwald, Oberösterreich 1:100.000 |
| CS | Geologische Karte der CSSR 1:200 000 | Mü | G. MÜLLER 1967 |
| Er | A. ERICH (unpubliziert) | Sn | O. SCHERMANN 1967 |
| Ex | Ch. EXNER 1969 | Sr | B. SCHWAIGHOFER (unpubliziert) |
| Fu | G. FUCHS (unpubliziert) | St | S. SCHARBERT (unpubliziert) |
| HK | Handkolorierte Archivexemplare 1:75 000 der Geologischen Bundesanstalt | Th | O. THIELE (unpubliziert) |
| Ku | J. E. KUPKA (unpubliziert) | Ti | A. TILL 1908 |
| Ma | A. MATURA (unpubliziert) | Wa | L. WALDMANN 1950, Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75 000, Litschau und Gmund |
| MOR | G. FUCHS und A. MATURA, Vergleichsexkursion 1975 (unpubliziert) | | L. WALDMANN 1958 |
| | V. HÖCK 1974 | | |
| | F. E. SUSS u. H. GERHART 1925, Geologische Spezialkarte d. Republik Österreich, 1:75 000, Drosendorf | | |
| | H. VETTERS 1933, Geologische Karte d. Republik Österreich und der Nachbargebiete 1:500 000 | | |
| | L. WALDMANN 1958 | | |





- Metamorphite**
- Syenitgneis (Typ Wolfshof), Leukogranitgneis
 - Granulit, Pyroxen-Granulit
 - Gföhler Gneis; Rekristallisationszone S Horn
 - Hybrider Gföhler Gneis
 - Marmor
 - Kalksilikatgestein
 - Graphitschiefer; Graphitquarzit
 - Zone von Herzogsdorf
 - Quarzit
 - Glimmerschiefer
 - Paragneis, incl. Cordieritgneis
 - Cordieritgneis
 - Paragneis, Glimmerschiefer, Phyllit und Quarzit des Moravikums
 - Amphibolit
 - Granat- und Pyroxenamphibolit (± granulitischer Gneis)
 - Raabser Serie (migmatitische Gneise und Amphibolite)
 - Rehberger Amphibolit
 - Dioritgneis
 - Ultrabasite (Peridotite, Serpentinite), Granatpyroxenite
 - Dobra Gneis
 - Granodioritgneis (n. WALDMANN & KÖHLER) von Spitz
 - Bittischer Gneis; Weitersfelder Stengelgneis
 - Granitoide und Orthogneise unbestimmter Zuordnung
 - Mylonit, Störung
- Schichtfallen + 0-5°, 5-40°, 40-60°, 60-85°, 85-90°
- Faltenachsen, Lineation

- Sedimentserien**
- Nach-variszische Bedeckung
 - Ober-Karbon bis Perm (Konglomerat, Sandstein, Tonschiefer)
 - Unter-Karbon (Konglomerat, Sandstein, Tonschiefer)
 - Devon (Konglomerat, Sandstein, Tonschiefer, Kalk, Quarzit, Phyllit, Marmor, zT ? Silur)
- Variszische Plutonite und Migmatite**
- Eisgarner Granit
 - Fein- bis mittelkörniger Granit und Granodiorit (Mauthausen, Freistadt); Typ Engerwitzdorf
 - Gangschwärme verschiedener Granite
 - Schärdinger Granit, Peuerbacher Granit, Wolfsegger Granit
 - Perligneis und Migmatit um Schärdinger Granit und Peuerbacher Granit
 - Diorit (Typ 1 und 2)
 - Diorit (Typ 1); Dioritisierungszone
 - Weinsberger Granit, -gneis
 - Weinsberger Granit-Grobkornigneis-Zwischentyp
 - Grobkornigneis
 - Perligneis
 - Schieferigneis-Perligneis-Zwischentyp
 - Rastenberger Granodiorit
 - Mittelkörniger Granit (Randbereich des Rastenberger Granodiorits)
- Vor-devonische Plutonite**
- Granit, Granodiorit und -gneise Kristallin-Kern der Svratka-Kuppel
 - Gabbro, Diorit, Diabas

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1976

Band/Volume: [119](#)

Autor(en)/Author(s): Fuchs Gerhard, Matura Alois

Artikel/Article: [Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse 1-43](#)