

## Die moldanubischen kristallinen Schiefer im Nord- teile des Kartenblattes Znaim. (Zone 10, Kol. XIV.)

Mit einer geolog. Kartenskizze im Text.

Von Karl Preclik (Prag).

Vorgelegt am 9. Februar 1931.

*Mit Unterstützung der Deutschen Gesellschaft der Wissenschaften und Künste für die Tschechoslovakische Republik in Prag.*

Das untersuchte Gebiet (L. 7) ist ein Teil der großen moldanubischen Scholle, welche das ganze westliche Mähren und die anschließenden Teile von Niederösterreich und Böhmen umfaßt. Es wird im Norden und Westen von den Kartenblättern Trebitsch-Kromau (Z. 9, Kol. XIV., L. 15) und Drosendorf (Z. 10, Kol. XIII., L. 14), die durch F. E. S u e ß aufgenommen wurden, im Süden von einem Ausschnitt der moravischen Thaya-kuppel begrenzt, den Verfasser schon früher zum Gegenstande seiner Untersuchungen gemacht hat (L. 8, 9).

Über die mineralfaziellen Gegensätze und die tektonischen Beziehungen zwischen dem moravischen und moldanubischen System liegt eine reiche Literatur vor, so daß eine ganz kurze Andeutung an dieser Stelle genügen mag (L. 19, 20; 3, 5, 10, 25). Die m o l d a n u b i s c h e Scholle setzt sich aus hochkristallinen, von Graniten durchwobenen Katagesteinen zusammen, die mit generell ostwärts gerichteter Bewegung auf wenig metamorphe, epi- bis mesozonale m o r a v i s c h e Gesteine geschoben wurden.

Die Überschiebungslinie streicht in ostnordöstlicher Richtung durch das Kartenblatt. Sie bildet mit den an die Überschiebungsbahn geknüpften moldanubischen G l i m m e r s c h i e f e r n die südliche Begrenzung des aufgenommenen Terrains. Im Nordwesten ragt ein Zug von G r a u e n G n e i s e n, welche dem Wirkungsbereiche des Trebitscher Granitstockes

angehören, vom Norden her in das Aufnahmegebiet herein. Den Nordostteil nehmen Gföhler Gneise ein; sie bilden die Fortsetzung eines größeren Gföhler Gneis-Körpers, der sich auf Blatt Trebitsch-Kromau zwischen den Trebitscher Batholithen und die Namiester Granulite schiebt.

Aus diesen Angaben ergibt sich die Einteilung des zu behandelnden Stoffes in drei Abschnitte: Es werden 1. die Gföhler Gneise, 2. die Grauen Gneise und 3. die Glimmerschiefer besprochen. In einem vierten Abschnitte sollen die tektonischen Verhältnisse erörtert werden.

Die Deutsche Gesellschaft der Wissenschaften und Künste für die Tschechoslovakische Republik hat meine Feldarbeiten durch Gewährung einer finanziellen Unterstützung wesentlich gefördert, wofür ich auch an dieser Stelle meinen ergebensten Dank sage.

### 1. Das Gebiet der Gföhler Gneise.

Im zentralen und südlichen Teile des Kartenblattes Trebitsch-Kromau wurden Gneise vom Typus des Waldviertler Gföhler Gneises bereits vor 30 Jahren von F. E. Sueß konstatiert (L. 15, 16) und es war anzunehmen, daß sich dieselben auch in das Gebiet des Blattes Znaim fortsetzen. Tatsächlich wurden sie hier östlich der Linie Gröschelmaut-Schönwald<sup>1)</sup> auch in mächtiger Entwicklung gefunden. (Vgl. die geolog. Kartenskizze.)

Die Gföhler Gneise des Waldviertels [früher Zentralgneise (Becke) und weiße Granat- und Sillimanitgneise (Sueß) genannt] wurden als Typus von F. Becke aufgestellt und eingehend beschrieben (L. 1). Himmelbauer (L. 2) und vor allem Kölbl (L. 4) wiesen auf das Vorhandensein, bzw. auf die weite Verbreitung hybrider Gföhler Gneisvarietäten hin; Waldmann (L. 24) befaßte sich eingehend mit der komplizierten Polymetamorphose dieser Gesteine.

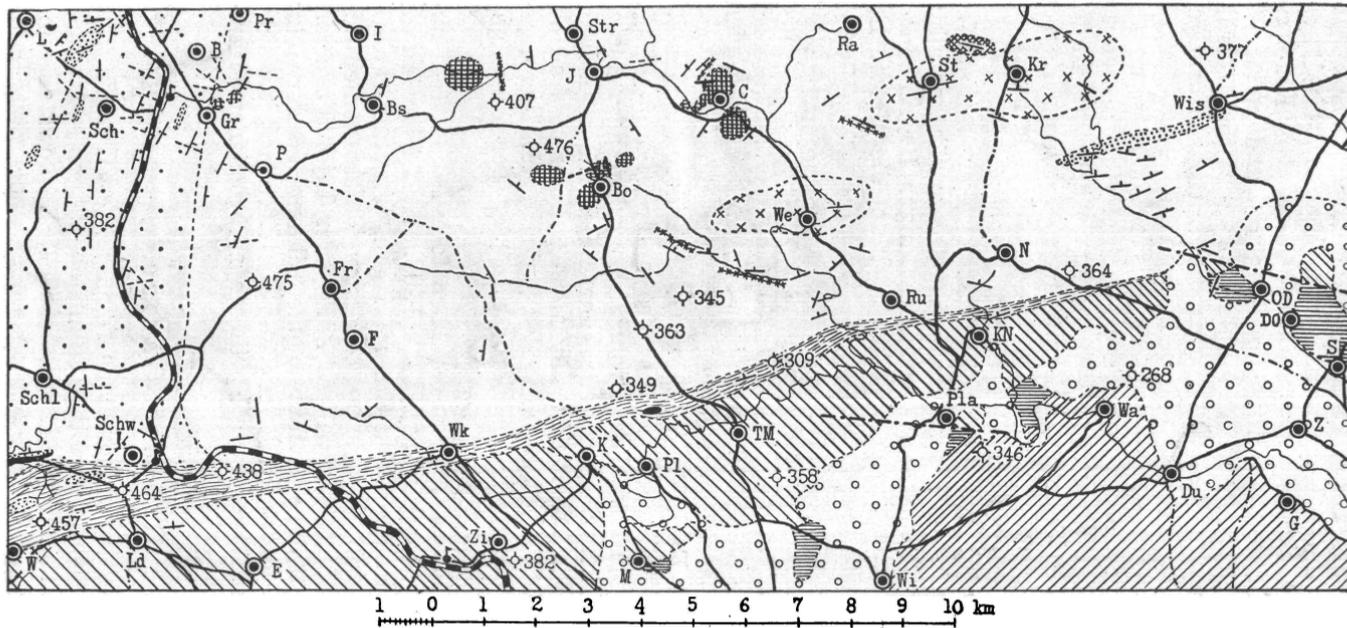
Die Untersuchung unseres Gebietes ergab, daß unter den Gföhler Gneisen vor allem hybride biotitreiche Formen dominieren. Verhältnismäßig selten sind granitartig massige, noch spärlicher granulitartige Varietäten.

#### Gföhler Gneise vom Typus Kienstock.

Die deutlich hybriden Gföhler Gneise entsprechen recht gut dem von Kölbl aufgestellten Typus Kienstock (L. 4, S. 513). Meist sind es dünnplattige Gneise, deren violettbrauner Biotit, häufig mit Sillimanit vergesellschaftet, in dünnen Lagen angereichert ist, zwischen denen feinkörnige Quarz-Feldspat-Bänder liegen.

U. d. M. sieht man die von Kölbl (L. 4) eingehend beschriebene Durchtränkung und allmähliche Auflösung ursprünglich biotitreicher Paragesteine durch eindringende magmatische Stoffe von aplitischer Zusammensetzung. Oft lassen die biotitreichen Lagen noch die dichten Glimmergeflechte des ehemaligen Schiefergneises erkennen, in deren Maschen rundliche bis längliche Körner von Quarz und Plagioklas

<sup>1)</sup> Ortsbezeichnungen und Höhenangaben nach der Spezialkarte 1:75.000.



### Moldanubische Gesteine. — Moldanubské horniny.

	Gföhler Gneis Gföhlská rula		Graue Gneise Šedé ruly		Amphibolit Amfibolity
	Granulitgneis Granulitová rula		Glimmerschieferzone Svorové pásmo		Serpentin Serpentiny
	Krzepitzner Gneis Křepická rula		Augitgneis Pyroxenové ruly		Kalk Vápence

### Moravische Gesteine. — Moravské horniny.

	Thayabatholith Zuly dyjského batolitu		Jüngere Sedimente Mladší usazeniny
	Phyllite Fylity		Streichen und Fallen Směr a sklon vrstev
	Bittescher Gneis Bytešská rula		Klüfte, Störungen Rozsedliny a poruchy

sitzen. Granat und Erz sind oft vorhanden, Sillimanit als Begleiter des Biotit fehlt selten. Die Auflösung dieser dunklen Lagen durch die aplitische Substanz erfolgt allmählich unter Kornvergrößerung. In den lichten Lagen ist der Biotit nur mehr in kleinen Fetzen vorhanden. Hauptgemengteile sind hier Mikroklin mit perthitischen Schnüren und undulöser, bis schwach kornzerlegter Quarz, beide in lappiger bis zackiger Verzahnung bei häufiger Durchsiebung des Feldspates durch tropfenförmigen Quarz. Plagioklas tritt gegen den Mikroklin stark in den Hintergrund. Immerhin scheint er in unserem Gebiet doch reichlicher aufzutreten als, nach Beschreibungen zu schließen, im klassischen Gföhler Gneisgebiet. Er enthält bei häufig inversem Zonenbau etwa 17% An und wächst gegen den Mikroklin teils mit albitreichen Säumen, teils mit myrmekitischen Zapfen fort. Eine Ausscheidungsfolge, welche an Erstarrungsgesteine erinnert, ist nicht zu beobachten, abgesehen von der eigenartigen Erscheinung, daß im Mikroklin zuweilen annähernd rechteckig begrenzte, aber mit tiefen Buchten versehene Einschlüsse von Plagioklas liegen. Die erwähnten albitreichen Säume umziehen in gleicher Weise die geradlinigen Begrenzungstücke und die Buchten. Offenbar handelt es sich hier um die gleiche Erscheinung, von der auch Waldmann (L. 24, S. 15 unten) spricht. Waldmann hält die Plagioklaseinschlüsse für korrodierte Relikte eines älteren Mineralbestandes. Solche Schiefergneisrelikte sind zweifellos vorhanden, doch wird man dort, wo die Einschlüsse deutlich idiomorphe Begrenzung zeigen, auch an korrodierte Erstausscheidungen denken dürfen.

Disthen als Schiefergneisrelikt wurde im Plagioklas nur ausnahmsweise beobachtet (Krzepitzer Bach W Wischenau). In anderen Fällen ist Sillimanit an seine Stelle getreten, ausnahmsweise unter beiläufiger Erhaltung der tafelförmigen Umrisse. Der Granat macht im allgemeinen nicht den Eindruck eines Reliktes, sondern eher einer Wiederausscheidung. Die von der Schmelze bzw. alkalireichen Lösung aufgenommene Para-Substanz scheidet sich infolge bestimmter physisch-chemischer Bedingungen zunächst als Granat, späterhin auch als Biotit aus, der den kugeligen Granat vielfach umwächst.

Muskowit tritt in den Gföhler Gneisen des Kienstock-Typus stets nur in ganz geringer Menge, jedoch keineswegs selten auf. Wir finden ihn als gleichwertigen Begleiter des Biotit in den Glimmerlagen, ferner in skelettartigen, wie zerfressen und durchlöchert aussehenden Tafeln namentlich in der Mitte mächtigerer, fast stets auch grobkörnigerer Injektionslagen, wo er keinesfalls eine jüngere dynamometamorphe Bildung, sondern eine Ausscheidung gasreicher Restlösungen ist. Hier und da trifft man ihn auch auf Kluffflächen (nicht Serizit!) oder an Sprüngen zerbrochener Mikrokline und Plagioklase.

#### Massige Gföhler Gneise.

Von den dünnstieferigen bis gebänderten feinkörnigen Gneisen vom Typus Kienstock führen zahlreiche Übergänge zu mittelkörnigen granitisch-massigen Gneisen. Letztere haben im Jaispitztale bei Boskowstein und Jaispitz ihre Hauptverbreitung. Oft findet man sie auch anderwärts bank-

weise den Kienstock-Gneisen eingelagert. Als Regel scheint zu gelten, daß die massigen Gföhler Gneise die Nähe der Glimmerschieferzone meiden. Wo sie sich den Glimmerschiefern nähern, bleiben sie von ihnen stets durch ein schmales Band gebänderter Gneise getrennt.

Auch die massigen Gföhler Gneise scheinen in unserem Gebiet nirgends reine Orthogneise zu sein. Allenthalben enthalten sie, wenigstens vereinzelt, unverdaute biotitreiche Schiefergneisschmitzen. Solche sedimentäre Einschlüsse sind namentlich unterhalb der Jaispitzer Talsperre schön zu sehen.

Die hybride Natur der massigen Gföhler Gneise offenbart sich auch u. d. M. Strukturell unterscheiden sie sich von den Kienstock-Gneisen nur durch die gleichmäßige Verteilung des in kleinen Fetzen auftretenden Biotit und durch den Mangel einer lagenweisen Sonderung von Feldspat und Quarz. Sillimanit und Granat, gelegentlich auch Disthen als Relikt (Mirova-Mühle O. Gröschelmaut, Schimberger Schloßberg zwischen Schönwald und Wolframitzkirchen) erscheinen hier in gleicher Weise wie in den Bändergneisen, nur bildet der Sillimanit keine Flecken und Häute, sondern kleine, nur u. d. M. sichtbare Büschel. Zuweilen erscheinen Biotit und Granat dem freien Auge als größere Individuen von eigenartig verschwommener Umgrenzung (Jaispitz). Das Mikroskop enthüllt dieselben als längliche Haufwerke kleiner Schüppchen, bzw. Körnchen. Dies und die häufigen Zonen von wesentlich geringerer Korngröße (Mörtelzonen) sprechen für eine alte, kristalloblastisch vollkommen verheilte kataklastische Durchbewegung.<sup>2)</sup> Zuweilen bildet der Granat auch größere unzerbrochene, aber skelettartig zerzackte und vom lichten Gewebe durchsiebte Körner, die nicht Relikte eines alten Mineralbestandes, sondern mit dem Quarz und Feldspat gleichalterige Ausscheidungen sind.

### Granulitische Gföhler Gneise.

Die granulitischen Gföhler Gneise entwickeln sich an zahlreichen Stellen aus den normalen Gneisen durch Zurücktreten des Biotit zugunsten des Granat, meist unter gleichzeitiger Kornverkleinerung. Die Bezeichnung Granulit verdienen sie vom petrographischen Standpunkte aus in den seltensten Fällen; meist erscheint die Bezeichnung Granulitgneis am ehesten angemessen. Von den echten Granuliten unterscheiden sich die granulitischen Gföhler Gneise durch das gröbere Korn und den größeren Biotitgehalt. Strukturell gleichen sie, auch hinsichtlich ihrer überwältigenden Mikroklinvormacht, den massigen Gföhler Gneisen vollkommen. Sehr häufig erscheint neben Granat Sillimanit in dichten kurzen Büscheln, gelegentlich auch Disthen in kleinsten, buchtig begrenzten Körnchen.

Die Granulite des Waldviertels sind, wie Waldmann und Kölbl feststellten, älter als die Gföhler Gneise, die den Granulit vergeisen. Ähnliches glaube ich an den Granuliten der Namiester Gegend beobachtet zu haben. Es lag daher zunächst nahe, auch in unserem Gebiete an ältere

<sup>2)</sup> Die undulöse Auslöschung und teilweise Zerlegung der Quarzkörner gehört einer jüngeren Kataklyse an.

Granuliteinschlüsse im Gföhler Gneis zu denken, doch ergeben sich hierfür bei näherer Prüfung keine Anhaltspunkte, im Gegenteil, an einigen Stellen waren die Granulite deutlich als jüngere Gänge zu erkennen (Verschneidungen mit der Gneisschieferung). Der Altersunterschied kann freilich kein bedeutender sein, da die Granulite an den Salbändern oft kontinuierlich in den Gneis übergehen. Eine Identifizierung unserer Granulite mit jenen des Waldviertels und der Namiester Gegend kommt unter diesen Umständen also nicht in Frage.

Ein sehr instruktives Bild ergab ein granulitischer Gang, der nördlich Kote 317 (N Czernin) im Gföhler Gneis aufsetzt. Das feinkörnige, weiße, massige Gestein zeigt große, verschwommene Granatkörner, nimmt an den Salbändern lagenweise Biotit auf und geht allmählich in den benachbarten Gneis über. U. d. M. besteht es vorwiegend aus Mikroklinperthit und undulösem Quarz neben wenig Plagioklas (15% An), abgesehen von dem reichlichen, z. T. auch zwillingslamellierten Myrmekit. Die Gemengteile sind buchtig verzahnt und durchsieben sich gegenseitig. Der Granat bildet große, stark durchsiebte und so fast allen Zusammenhang verlierende Körner. Er ist durchspickt von eisblumenartig divergent angeordneten Sillimanitbüscheln, die sich ein wenig in den benachbarten Quarz und Feldspat fortsetzen. Unabhängig vom Granat sind Sillimanitbüschel seltener und kleiner. Biotit tritt nur ganz vereinzelt in rundlichen, erst bei stärkerer Vergrößerung sichtbar werdenden Schüppchen auf. Überdies trifft man sehr wenig Disthen und etwas Spinell in kleinsten Körnchen. Apatit ist als Übergemengteil häufig, Erz sehr selten.

Das Gestein ist, ähnlich den Granuliten, aus einem überaus wasserarmen Magma erstarrt. Der Wassermangel ließ die Bildung von Biotit nicht aufkommen. An seiner Stelle bildete sich Granat, der einen großen Teil des Tonerdeüberschusses aufnahm und nachher durch Entmischung als Sillimanit wieder abgab. In gleicher Art ist das Auftreten von Spinell zu deuten. Der geringfügige Disthengehalt mag aus dem Nebengestein stammen.

Wir haben in den Granulitgneisen des Gföhler Gneisgebietes also nicht Äquivalente der echten Granulite des Waldviertels und der Namiester Gegend, sondern wasserarme Nachschübe des Gföhler Gneismagmas vor uns, also Konvergenzerscheinungen, wie schon Kölbl bezüglich der Granulitgneise des Waldviertler Gföhlergneisgebietes hervorhebt (L. 4, S. 528).

#### Einlagerungen im Gföhler Gneis.

Krzepitzer Körnelgneise. Im Gföhler Gneisgebiet tritt ein Gneistypus auf, der sich von den echten Gföhler Gneisen sowohl in struktureller Beziehung, als auch hinsichtlich des Mineralbestandes stark unterscheidet. Seine Mineralzusammensetzung ist durch das stärkere Hervortreten des Plagioklases gekennzeichnet, das bis zur völligen Verdrängung des Mikroklin führen kann. In struktureller Beziehung fällt die Neigung der Kalknatronfeldspate zu idiomorpher Entwicklung auf. Die Plagioklase erscheinen in  $\pm$  isometrischen Körnern, welche namentlich bei biotitreichen Varietäten von mehr oder minder wohl ausgebildeten Biotittafeln um-

kränzt werden, wobei gelegentlich sogar eine Idiomorphie des Plagioklases gegenüber dem Glimmer wahrnehmbar ist. Diese Struktureigentümlichkeit haben die Krzepitzer Körnelgneise mit den grauen Körnel- und Perलगneisen der Hülle des Trebitscher Batholithen gemeinsam (Vgl. S. 46). Sie bewirkt ein makroskopisch gleichmäßig gekörneltes Aussehen der Gneise und meist auch ein Zurücktreten der Paralleltexur zu Gunsten des massigen Gefüges. Die Körnelgneise sind auch von massigen Gföhlergneisen schon mit freiem Auge, noch besser u. d. M. zu unterscheiden, denn letztere zeigen auch in den granitisch-massigen Varietäten die typische zackig-buchtige Verwachsung und gegenseitige Durchwachsung der Gemengteile. Hingegen ist es kaum möglich, einen Unterschied gegenüber den Körnelgneisen des Granitgebietes anzugeben.

Die Krzepitzer Körnelgneise treten teils bankweise im Gföhler Gneis auf, teils durchtrümmern sie schiefergneisartige Einlagerungen im letzteren und lösen sie auf. Wie beim Gföhler Gneis, finden sich auch hier alle Übergänge vom kaum durchaderten Schiefergneis zum völlig gleichförmigen granitartigen Gestein.

In der Nachbarschaft des Amphibolites beim Jägerhaus im Krzepitzer Tal steht ein granatführender Schiefergneis an, der von Krzepitzer Gneis injiziert und imprägniert wurde. Der reichliche Biotit des Gesteines bildet teils in Flaserform, teils in Tafelform ein dichtes Netzwerk, in dessen Maschen ovale Körner von Quarz und Plagioklas (27% An) lagern. Kalifeldspat fehlt. Rundlicher Granat mit internen Wälzschlingen ist ziemlich verbreitet, daneben erscheint etwas Erz, Apatit und Zirkon. Die Quarz-Feldspatinjektionen seitens des Krzepitzer Gneises sind bedeutend grobkörniger als die dunklen Lagen. Sie verlaufen in Form schmaler Bänder, die sich an manchen Stellen auf tun und Augen bilden, welche das Glimmergeflecht zur Seite drängen.

Ein anderer, wenig veränderter Rest von Hornblende führt dem Schiefergneis liegt in der Talecke O Wewczitz. Reichlicher Biotit von lappigtafeliger Begrenzung ist im Gestein sparrig verstreut. Unregelmäßige Hornblendekörner sind wesentlich seltener. Einige führen im Kern Ägite, doch sieht die Hornblende keineswegs uralitartig aus, sondern bildet Fortwachsungen, die selbst wieder von Biotit durchwachsen sind. Zackiges Erz findet sich vor allem in der Nähe der Hornblende. Das verzahnte lichte Gewebe besteht aus Plagioklas (cca 30% An) neben reichlichem Quarz. Der Plagioklas führt spärlich antiperthitartige Kalifeldspateinschlüsse. Der Granat bildete ehemals größere Körner, ist aber durch Feldspat, Biotit und Quarz bis auf geringe Reste aufgezehrt; das Quarz-Feldspatmosaik der Pseudomorphosen unterscheidet sich durch geringere Korngröße deutlich vom übrigen Quarz-Feldspatgewebe. Apatit in größeren Körnern, Titanit in Form von „Insekteneiern“ in der Hornblende, Zirkon, wenig Kalzit, sehr spärlich Orthit.

Auf dem Vrbkyberge zwischen Stupeschtz und Ratschowitz durchadert biotitarmer Körnelgneis (kalifeldspatfrei) eine Schiefergneisscholle und löst sie in fingerdicke Lamellen auf, wobei Schiefergneis und Injektion wirr gefaltet sind. In den Schiefergneisblättern nimmt der Biotit großschuppigen Habitus an.

Verquerende Gänge von z. T. granitführendem, plagioklasreichen Aplit (Körnelneistypus) wurden in den Kienstock-Gneisen des Krawkaberges W Ober-Danowitz und des Koluše zwischen Boskowstein und Jaispitz beobachtet.

Das Verhältnis von Mikroklin zu Plagioklas wechselt, wie bereits erwähnt, sowohl in den lichten Adern, als auch in den massigen Körnelgneisen. Es gibt völlig biotitfreie aplitische, lagenweise durch Kornvergrößerung in Pegmatite übergehende Varietäten, die dennoch keinen Mikroklin führen, andererseits sind biotitreiche Abarten häufig mikroklinreich. Der Plagioklas

der Körnelgneise ist meist basischer als der der Gföhler Gneise (20—26% An, oft bei inversem Zonenbau, gegenüber durchschnittlich 17% An im Gföhler Gneis) und enthält oft antiperthitartige Kalifeldspateinschlüsse, freilich nicht in der typischen Spindelform, sondern mit geradliniger, zur Spaltbarkeit des Plagioklasses paralleler Begrenzung. Die Häufigkeit des Myrmekit steht in Beziehung zur Menge des Kalifeldspates. Sillimanit wird gelegentlich angetroffen. Häufiger ist Granat in skelettartigen Formen, auch in den rein aplitischen Varietäten.

Die Krzepitzer Körnelgneise sind wegen ihrer verschiedenen chemischen Zusammensetzung und Struktur von den Gföhler Gneisen abzutrennen. Sie sind jünger als letztere, was einerseits aus ihrer, freilich selten beobachteten, verquerenden Lagerung, andererseits aus ihrer ursprünglicheren Struktur folgt. Bei den Gföhler Gneisen sind Erscheinungen, welche auf eine Ausscheidungsfolge hindeuten, restlos oder doch nahezu vollständig verwischt. Die Metamorphose, welche unter kräftiger Durchbewegung die Zersplitterung und nachträgliche kristalloblastische Regenerierung der Gföhlergneis-Gemengteile bewirkte, haben die Körnelgneise nicht mehr mitgemacht. Da zu den strukturellen auch weitgehende chemische Verschiedenheiten treten, können die Körnelgneise auch nicht als verschont gebliebene Partien gedeutet werden, welche das ursprüngliche Gefüge erhalten haben.

Die Krzepitzer Körnelgneise haben ihre Hauptverbreitung in der Gegend von Wewcitz, Czernin und vor allem im Krzepitzertale. In beiliegender Kartenskizze wurden die Krzepitzer Gneise gesondert von den Grauen Gneisen des Granitkontaktes ausgeschieden, weil sie nirgends mit dem Hauptkomplex der Grauen Gneise in Verbindung stehen, womit aber keineswegs ihre genetische Selbständigkeit behauptet werden soll. Ihre Zusammengehörigkeit mit den Grauen Gneisen ist viel mehr höchst wahrscheinlich, zumal im Gebiete des Krzepitzer Gneises Ganggefolgschaften des Trebitscher Granites besonders häufig auftreten. Amphibolgranitgänge und Granitgneise mit den typischen Karlsbader Einsprenglingsfeldspaten wurden zwar nicht gefunden, wohl aber schnurgerade durchsetzende Biotitpegmatite und Gänge von mittelkörnigem Ganggranitit, wie sie an der Westseite des großen Batholithen bei Jarmeritz und Trebitsch die Grauen Gneise durchschwärmen. Namentlich die Gegend südlich des Ortes Krzepitz ist reich an solchen Gängen. In den Racheln südlich von Krzepitz erscheinen neben Granititgängen unregelmäßig stockförmige Gänge eines grobkörnigen Biotitdiopsidgranites, der gerundete Schollen eines ebenso grobkörnigen, aber lichtgrün gefärbten Gesteins einschließt.

Der Biotitdiopsidgranit enthält u. d. M. unregelmäßig begrenzte Körner von Augit, die kleine Fetzen von grüner Hornblende in paralleler Verwachsung einschließen. Außerhalb der Augite ist Hornblende selten. Viel Biotit in dicken, von den lichten Gemengteilen angenagten Tafeln. Lichte Gemengteile: Normalzonarer Plagioklas (Kern 30%, Hülle 28% An) mit antiperthitartigen Kalifeldspateinschlüssen, Mikroklin mit Myrmekitzapfen und viel undulöser Quarz. In den Zwickeln und z. T. als Kitt auf Sprüngen erscheint etwas Kalzit. Akzessorisch Apatit in großen gedrungenen Säulchen, etwas Titanit in Spitzrhombenform, wenig Erz.

Die Struktur ist hypidiomorph-körnig. Abgesehen vom Titanit, Apatit und Erz wahrt der Plagioklas allen übrigen Gemengteilen gegenüber seine Idiomorphie.

Die grünlichen Einschlüsse im Granit zeichnen sich durch Zurücktreten von Biotit und Mikroklin zugunsten von Augit und Titanit aus. Neu erscheinen einige Rhombendodekaeder von Granat. Im übrigen die gleichen Strukturverhältnisse. Sowohl Wirt, als auch Einschluß besitzen also Erstarrungsstruktur.

Die Abweichung der Mineralzusammensetzung dieser Granite von der sonst üblichen ist sehr auffallend. Nördlich von Krzepitz erscheint ein grobkörniger, gebänderter Augitgneis von ähnlichem Mineralbestand, aber rein kristalloblastischer Struktur, von dem es mangels geeigneter Aufschlüsse unklar ist, ob er noch im Krzepitzer Gneis, oder schon im Gföhler Gneis liegt. Zum Unterschiede gegenüber dem Granit ist der Pyroxengneis verhältnismäßig kalzitreich. Augit und lichte Gemengteile sondern sich in unscharf begrenzten Bändern. Der Kalzit nimmt als gleichwertiger Gemengteil an der Zusammensetzung der weißen Lagen teil, er kann daher kein sekundäres Produkt sein.

Der bedeutende Kalzitgehalt spricht dafür, daß der Augitgneis ein Paragestein ist. Das granitische Magma hat den Augitgneis durchbrochen, Schollen desselben mitgenommen und aufgeschmolzen. Die Augitgneisschmelze scheint aber im Granitit magma nur unvollkommen mischbar gewesen zu sein, so daß sich schlierenartige Einschlüsse von Augitgranit bildeten, die naturgemäß im Gegensatze zum Augitgneis Erstarrungsstruktur zeigen.

**Amphibolite.** Amphibolitbänke werden im Gföhler Gneis öfter angetroffen, ihre streichende Ausdehnung ist aber meist gering. Sie gehören dem Typus der körnig-streifigen Amphibolite Beckes (L. 2, S. 17) an. Hauptgemengteile sind grüne bis bräunliche Hornblende in schlecht entwickelten, gedrungenen Säulen, welche annähernd parallel zur Schieferungsfläche orientiert sind, neben Plagioklas (ca. 30% An), der gewöhnlich oblonge Körner bildet. Akzessorisch Titanit in weckenartigen Körnern und Apatit. Granat und Rutil sind verhältnismäßig selten. Struktur rein granoblastisch.

Von diesem Normaltypus weicht ein Amphibolit ab, der, von Schiefergneis begleitet, vom Jägerhaus am Krzepitzer Bach in ostnordöstlicher Richtung gegen Wischenau streicht. Er entspricht zwar im allgemeinen den körnigstreifigen Amphiboliten, zeigt aber im Gegensatze zu diesen stellenweise eine lichtgrün — dunkelgrüne Bänderung und wird von glimmerfreien Pegmatiten, bei Wischenau auch von Biotitpegmatiten und Ganggraniten quer durchtrümmert. Gelegentlich scheiden sich in den weißen Pegmatitadern größere Säulen von lichtgrüner Hornblende neu aus.

Die dunkelgrünen Lagen des Amphibolites bestehen aus grüner Hornblende neben wenig Augit und Plagioklas, die lichtgrünen Bänder dagegen führen Augit neben viel Plagioklas. Die Hornblende tritt hier nur als fetzenartiger Einschluß im Augit auf, der selbst unregelmäßige Körner bildet, welche im pflasterförmigen Plagioklasgewebe (Kern 53%, Hülle 63% An) liegen. Spitzrhombenförmiger Titanit, Titanit-Insekteier in der Hornblende, Apatitsäulchen, sehr wenig Pyrit.

Das Gestein entspricht, vom größeren Anorthitgehalt des Plagioklases abgesehen, recht gut dem von Marchet (L. 6, S. 205) beschriebenen Pyroxenamphibolit aus dem Kamptale S Gars. Marchet hält diesen Amphibolit für ein Orthogestein.

Serpentine und Eklogite. Kleinere Schollen von Serpentin sind im Gebiete des Gföhler Gneises ziemlich verbreitet, so bei der Mirova-Mühle zwischen Gröschelmaut und Boskowstein (Maschenserpentin mit Olivin- und Augitresten und starker netzförmiger Erzausscheidung), zwischen Boskowstein und Jaispitz usw. Die Aufschlüsse sind meist sehr mangelhaft. Dennoch konnte bei der Mirova-Mühle ein schmaler Reaktionsaum zwischen dem Serpentin und dem Gföhler Gneis beobachtet werden, der beweist, daß der Serpentin (bzw. Peridotit) älter ist als die Intrusion des Gföhlergneismagmas.

In einem granoblastischen Plagioklas-Quarzgewebe (Plagioklas invers zonar: Kern 28%, Hülle 30% An), das von Schnüren größeren sekundären Quarzes durchzogen wird, liegen, streifenweise angereichert, lappig eingebuchtete Säulchen von grüner Hornblende und unregelmäßige Körner von Augit neben reichlichem pleochroitischen Apatit, der zonar von streifen- bis büschelförmig angeordneten, feinsten grauen Nadelchen erfüllt ist. Ab und zu sieht man Körnchen von Serpentin (Pseudomorphosen), welche von Hornblende umwachsen werden.

Die Hauptmasse der Serpentine tritt aber bei Czernin und Bojanowitz auf. Sie bildet rundliche, von einander isolierte Schollen; von einem Auftreten in schichtenparallelen Zügen, wie es die Paulsche Karte (L. 7) angibt, kann keine Rede sein. Am Westende von Czernin sieht man zwar im Hofe eines Hauses die Grenzen eines etwa 15 m breiten Pyropserpentinstreifens, die etwa nach 3 h streichen und steil nach SO einfallen, seicht aufgeschlossen, die „Salbänder“ erweisen sich aber bei näherer Untersuchung als ausgesprochene Bewegungsflächen, so daß die scheinbare Gangform nichts gegen ein höheres Alter der Serpentine beweist. Alle anderen Serpentinvorkommen zeigen, wie Begehungen der Grenzen gezeigt haben, immer wieder die bereits erwähnte rundliche Form.

Die besten Serpentinaufschlüsse des Gebietes liegen in dem Graben, der von Kote 317 (N Czernin) nach SO führt. Es stehen hier pyropführende Serpentine an, die stark verwittert und grusartig zerfallen sind. In der bröckeligen Masse setzen gangartig Bänke von eklogitartigen Gesteinen auf, die nach 3 h streichen und unter mittleren Winkeln nach S einfallen. Sie verlaufen nicht streng parallel, sondern gabeln sich zuweilen. Neben Eklogit- und Eklogitamphibolitbänken gibt es auch Bänke von pyropfreiem Maschenserpentin, die im Gegensatz zum Pyropserpentin der Verwitterung gut widerstehen. Jüngere Bildungen sind gerade oder unregelmäßig gewundene Gänge von dichtem Magnesit (oft mit Opal) und von sekundärem porösen Serpentin, der durch beigemischtem Chlorit grün gefärbt ist. Das Ganze wird geradlinig von Biotitpegmatiten durchsetzt, die in reine Biotitgänge übergehen (zentimetergroße Biotittafeln). Die Biotitpegmatite gehören zweifellos zum Gangfolge des Trebitscher Batholithen.

Ganz ähnliche Gesteine treten auch bei Bojanowitz auf, nur sind sie hier mangelhaft aufgeschlossen.

Die echten Eklogite<sup>3)</sup> bestehen etwa zur Hälfte aus länglichen, ziemlich tief rot gefärbten Granatkörnern mit Rutileinschlüssen, die in einem  $\pm$  pflasterförmigen

<sup>3)</sup> Vgl. auch L. 21, S. 187 ff.

Gewebe von diopsidischem Augit liegen. Die Granatkörner sind oft zersprungen; in die Risse dringt der Augit ein. An den Grenzen zwischen Augit und Granat bildet sich ein körniger Saum von grüner bis bräunlicher Hornblende, die häufig Körner von opakem zackigem Erz einschließt. Apatit in Körnern. Die Hornblendesäume sind als Reaktionsprodukt zwischen Granat und Augit offensichtlich unter statischen Bedingungen entstanden.

Die Plagioklas-Eklogitamphibolite, welche sich aus den Eklogiten in einem und demselben Gange entwickeln, zeichnen sich durch ihren Plagioklasgehalt und größeren Hornblendereichtum aus. Wieder wird der Granat aufgezehrt, aber nicht durch körnige Hornblende, sondern durch myrmekitartigen Plagioklas-Hornblendekelyphit, der aus zwei Zonen besteht, einer körnigen Plagioklaszone unmittelbar am Granat und einer wurmförmigen Hornblende-Plagioklasverwachsung, welche nach außen hin in größere einheitliche Hornblendeindividuen übergeht, die Flecken von zackigem Erz enthalten. Oft erleidet der Granat überdies eine Umwandlung in ein unbekanntes Mineral, in dessen Kern Haufwerke von grünen Spinellkörnchen liegen. Das Mineral ist später durch feinstschuppige glimmerartige Aggregate ersetzt worden, die vom Plagioklas-Hornblendekelyphit in gleicher Weise umkränzt werden wie die unveränderten Granatrete.

Der Raum zwischen den vom Kelyphit umwachsenen Granaten wird von größeren Körnern diopsidischen Augites erfüllt, die schriftgranitisch derart von Plagioklas (Kern 40%, Hülle 50% An) durchwachsen sind, daß sowohl die Augit-, als auch die Plagioklaskörner jeglichen Zusammenhang verlieren und nur mehr an der gemeinsamen Auslöschung erkannt werden. Hornblendekörner, die sich in dieser Plagioklas-Augitmasse befinden, sind gleichfalls von Plagioklas durchsiebt, aber in geringerem Maße. Ein Nachweis, daß diese Hornblende jünger ist als der Augit, konnte nicht erbracht werden.

Durch Zurücktreten des Granat und Vergrößerung des Hornblendegehaltes gehen die Plagioklas-Eklogitamphibolite in pyroxenführende Amphibolite über, die durch eine ähnliche schriftgranitische Durchwachsung von Plagioklas und Hornblende, bzw. Pyroxen ausgezeichnet sind.

Von den sekundären Gängen im Serpentin wurde ein Magnesit- und ein Serpentin gang näher untersucht.

**Magnesit(?)gang.** Feinfaseriges Karbonat (wurde chemisch nicht untersucht) bildet nach Art gewisser slowakischer Sinter-Travertine Krusten, welche Hohlräume einschließen. Diese Hohlräume, in welchen gewöhnlich eine größere Talkschuppe liegt, kleidet das Karbonat mit feinen, parallelfaserigen Überzügen aus, wobei die Fasern senkrecht zur Wand liegen.

**Sekundärer Serpentin gang.** Feinfaseriger  $\gamma$ -Serpentin bildet teils rundliche Aggregate, teils parallelfaserige gangartige Schnüre, in deren Mitte die Fasern an einer Naht zusammenstoßen. Die reichlich vorhandenen Hohlräume werden z. T. von Opal erfüllt. Die Grünfärbung des Gesteins wird durch den Gehalt an Chlorit — hervorgerufen, der auch noch u. d. M. sehr intensiv gefärbt ist (blaugrün — licht gelbgrün, einachsigt, opt. —), anomale Interferenzfarben, gerade Auslöschung). Neben den Chloritschuppen finden sich auch einige Schuppen von Talk (muskowitartig mit sehr kleinem Achsenwinkel).

Weiters wurde die Verdrängung des Serpentin durch sekundäre Kieselsäure untersucht (Mühle Czernin).

U. d. M. sieht man bei ausgeschaltetem Analysator in licht gelblicher, stellenweise farbloser Grundmasse opakes Erz unregelmäßige Maschen bilden, wie das bei Maschenserpentinen die Regel ist. Daneben beobachtet man Blättchen von Talk und intensiv grünem Chlorit (identisch mit dem oben Beschriebenen). Die Chloritfädelchen sind öfters gespalten und stark gefältelt. Unter gekreuzten Nikols entpuppt sich die bei Beobachtung im einfachen Licht serpentinähnliche Masse als granophyrische Verwachsung feinsten Quarzkörnchen, die lokal etwas gröbere Nester bilden. Das Ganze ist breccios und durch farblosen Quarz wieder verheilt. Zwischen den aufgeblättern Chloritlamellen lagern sich parallel- bis radialfaserige Krusten von Chalzedon, die in

der Mitte mit einer Naht zusammenstoßen. Ganz ähnlich verkitteten Faseraggregate von Chaledon auch Sprünge im quarzigen Grundgewebe. Lokal kleine Nester von Karbonat.

Das Gestein war früher ein Maschenserpentin und wurde durch Opal verdrängt, der später zu Quarz umstand.

## 2. Das Gebiet der Grauen Gneise.

Unter der Bezeichnung „Graue Gneise“ wird eine mannigfaltige Gesellschaft von Gesteinen zusammengefaßt, welche die Westgrenze des Trebitscher Batholithen begleitet und sich von da in südlicher Richtung in unser Aufnahmegebiet fortsetzt, wo sie den Westteil desselben einnimmt. Da der Batholith bereits weiter im Norden auskeilt, berühren sich die Grauen Gneise und die Gföhlergneise, welche auf Blatt Trebitsch-Kromau durch den Granitkörper getrennt werden, in unserem Gebiete unmittelbar. Die Grenze zwischen beiden Gneisarten ist keineswegs scharf, sondern durch Übergänge und Wechsellagerung verwischt. Auch noch in größerer Entfernung von Kontakt sind dem Grauen Gneis Bänke von typischem Gföhler Gneis eingelagert (Straße Gröschelmaut—Eisenbahnstation, Straße Schidrowitz—Ziegelofen an der Bahn).

Stejskal (L. 13) und Waldmann (L. 24) haben darauf hingewiesen, daß die Grauen Gneise, welche F. E. Sueß für Orthogesteine hielt, nicht nur Ortho-, sondern auch Mischgesteine umfassen. Während im Gebiete des Gföhler Gneises Biotitreichtum auf assimiliertes Sedimentmaterial hinweist, ist bei den Grauen Gneisen ein solcher Schluß nicht ohne weiteres gerechtfertigt, denn hier sind nicht nur die Paragesteine (Cordieritgneise), an welche die Grauen Gneise grenzen, sondern auch die Amphibolgranitite, zu denen sie zweifellos in genetischer Beziehung stehen, biotitreich. Die Annahme einer hybriden Zusammensetzung ist daher im bestimmten Falle nur vorsichtiger Prüfung vor allem der strukturellen Eigenschaften zulässig, eine sichere Entscheidung vielfach unmöglich.

## Ganggesteine.

Sichere Orthogesteine sind die Ganggesteine, welche die Grauen Gneise teils parallel zur Schieferung, teils kreuz und quer durchsetzen. Sie reichern sich im Norden bei Lispitz und Schidrowitz und im Süden zwischen Schiltern und dem Schweizertale an, während sie in dem dazwischen liegenden Gebiete selten sind. Aplite, die zuweilen Biotit und Granat aufnehmen, stellen die Mehrzahl der Gänge; seltener sind granitische Gänge oder Gänge von Pegmatit, mit oder ohne Biotit.

Auf dem Rücken, der sich von Lispitz gegen Blann hinzieht, tritt ein grobporphyrischer, etwas geschieferter Granit auf, der mit seinen zentimetergroßen Karlsbader Mikroklineinsprenglingen eine hornblendearme Abart der von Sueß (L. 17, S. 60) beschriebenen Amphibolgranitite bildet. Ähnliche Gesteine stehen an der Westgrenze des Kartenblattes im Schweizertal (SW Schiltern) an, wo sie F. E. Sueß bereits auf Kartenblatt Drosendorf (L. 14, 18) ausgeschieden hat. Freilich handelt es sich

hier nicht um einen Amphibolgranitit stock, sondern um Perlgneise, die innig von granitischen Gängen durchwoben werden.

Häufiger als Amphibolgranite und grobkörnige Granite mit großen Biotitpaketen sind im Schweizertale und bei LISPITZ mittel- bis feinkörnige, meist massige Biotitgranite und Aplite.

Ein solcher Ganggranit (Kote 400 östlich Schiltern) zeigt kornodierte, teilweise chloritisierte Biotitfächerchen als Erstausscheidung. Der Plagioklas (23% An) mit anti-perthitischen Kalifeldspatpindeln ist häufig idiomorph gegen den an Menge vorherrschenden Mikroklinperthit. Reichliche Myrmekitzapfen an den Rändern der Mikrokline zeigen keine genetische Beziehung zur Kataklyse, die sich vor allem in der undulösen Auslöschung und Kornzerlegung der lückenfüllenden, aber auch in isometrischen Körnern auftretenden Quarze äußert. Apatitnadeln, Zirkonkörnchen.

Der Granit zeigt als Ganggestein eine Struktur, die zwischen der hypidiomorphen und der panxenomorphen liegt.

Andere Ganggranite führen die für die Amphibolgranite typischen verzwilligten Mikroklineinsprenglinge, freilich in verkleinertem Maßstabe. Oft sind die leistenförmigen Feldspatplatten primär parallel gerichtet: Sie wuchsen noch zu einer Zeit, als Biotit und Plagioklas z. T. schon ausgeschieden waren. In einem Falle enthält der Plagioklas im Kern 27, in der Hülle 25% An. Der Quarz tritt an Menge stark in den Hintergrund.

Die Aplite nehmen zuweilen in Streifen, welche parallel zu den Salbändern verlaufen, Biotit auf. Granat erscheint nicht allzu selten, manchmal auch in größerer Menge. Hauptgemengteil ist Mikroklinperthit. Der Plagioklas führt etwa 10—11% An. Wo Quarz sehr reichlich auftritt, bildet er gleichsam eine Grundmasse, in die der Feldspat eingebettet ist.

Neben diesen häufigen Ganggesteinen gibt es auch solche, die nur an einer oder an wenigen Stellen beobachtet wurden. Hierher gehört ein felsitischer Porphy, der an der Wegkreuzung SW Kote 430 „Beim Schmierofen“ zwischen Schönwald und Gröschelmaut in einem nach 1 h streichenden saigeren Gange aufsetzt. Er führt in einer fast biotitfreien felsitischen Quarz-Feldspatgrundmasse korrodierte Einsprenglinge von Mikroklin und saurem Plagioklas, selten von Quarz. Das Gestein ist mechanisch sehr stark mitgenommen; der Biotit chloritisiert, die Einsprenglingsfeldspate zerbrochen, die Quarze unter ungefährer Erhaltung der ursprünglichen Form in Körnerhaufwerke zerlegt.

Östlich des Wächterhauses an der Bahn SO „Krzesanka“ fand ich Lesesteine eines ziemlich grobkörnigen Hornblendequarzdiorites, bestehend aus idiomorphen gedrungenen Säulen von olivgrüner Hornblende, idiomorphem, völlig zersetzten Plagioklas mit Kalifeldspatflammen und ziemlich reichlichem, stark zerdrückten Quarz, neben viel Titanit in spitzrhombenförmigen Körnern.

#### Graue Gneise (z. T. Perl- und Körnelgneise).

Im Mantel des Trebitscher Batholithen schalten sich die Grauen Gneise zwischen kontaktmetamorphe Cordieritgneise und den Granit. Sie sind an der Westseite des Batholithen, wo Cordieritgneise mächtig entwickelt sind, gut ausgebildet, an der Ostseite, wo der Batholith an Gföhler Gneise grenzt, beschränken sie sich auf einen schwächtigen, mehrfach unterbrochenen Streifen. Das deutet darauf hin, daß die Entwicklung der Grauen Gneise durch das Vorhandensein schieferiger Paragesteine wesentlich bedingt war.

Aus der Anordnung: Grauer Gneis zwischen Granit u. Cordieritgneis folgt, daß die Grauen Gneise, soweit sie nicht reine Orthogneise sind, der innersten, reichlich mit Alkalilösungen durchtränkten Zone des Kontakt-hofes entsprechen, während die Cordieritgneise der Stoffzufuhr in geringem Maße teilhaftig wurden. Da Cordieritgneise im Aufnahmegebiete fehlen (ausgenommen eine kleine, mechanisch stark veränderte Partie im Schweizertale. Vgl. S. 48), wurden die Übergänge zwischen Cordierit- und Grauen Gneisen weiter nördlich in der Gegend von Bauschitz und Trebitsch studiert (L. 15, 17). Inzwischen hat sich auch Waldmann im Gebiete des südböhmischen Batholithen mit der gleichen Frage beschäftigt und seine Ergebnisse veröffentlicht (L. 24, S. 85 ff.).

Das Ausgangsmaterial der Cordieritgneise waren, wie auch Waldmann hervorhebt, hochkristalline, Granat und wahrscheinlich auch Disthen oder Sillimanit führende Glimmerschiefer und Gneise. Da der Granat, welcher teilweise in Relikten noch vorliegt, interne Reliktstrukturen zeigt, die mit der heutigen Schieferung nicht übereinstimmen, muß er während oder nach seinem Wachstum gedreht worden sein. Bei Trebitsch und Bauschitz wird dieser alte Granat vom Rande her durch Cordierit verdrängt (Sueß, L. 17, S. 80), wobei sich neben Cordierit eventuell auch Biotit und Quarz bildet. Vom Cordierit der Granat-Perimorphosen ist der Cordierit der Biotitzüge zu unterscheiden; dieser hat sich auf Kosten des dunklen Glimmers, den er streckenweise völlig vertritt, eventuell auch auf Kosten von Tonerdemineralien gebildet. Der Cordierit der Glimmerzüge bevorzugt langgestreckte Formen, die im Inneren Büschel von Sillimanit, eventuell auch Körnchen von Spinell einschließen, jedoch stets derart, daß ein einschlußfreier Cordieritrand übrig bleibt. Der Sillimanit ist hier nicht unaufgezehrt Relikt, sondern Neuausscheidung infolge Tonerdeübersättigung des Wirtes. Der Feldspat der Cordieritgneise (Mikroklinperthit und Plagioklas in wechselndem Mengenverhältnis, Plagioklas etwa Oligoklas bis Andesin) reichert sich vielfach in lichten Adern an und ist dann größtenteils aus dem Granit zugeführt. Es gibt Cordieritgneise, bei denen sich der Cordierit neben dem Feldspat stabil erweist, in anderen Fällen wird er mit zunehmender Alkalizufuhr aus dem Granit aufgezehrt und so der Mineralbestand des Cordieritgneises in den Mineralbestand des Grauen Gneises übergeführt. Es bildet sich aus Cordierit jüngerer Biotit, der jenen umhüllt, und Feldspat, der nicht selten Sillimanitnadelchen einschließt. Auch der Granat wird weiter abgebaut und in Biotit, Feldspat und Quarz umgewandelt. Sehr eigenartig, aber unklarer Entstehung sind wurmförmige Durchwachsungen von Feldspat und Cordierit, auch von Quarz und (kaum pinitisiertem) Cordierit mitten im lichten Quarz-Feldspatgewebe der lichten Adern, die so weit gehen, daß es unmöglich ist anzugeben, ob der Cordierit oder der Feldspat (Quarz) der Wirt ist. Sehr oft schaltet sich in diesen Durchwachsungen an der Grenze zwischen Feldspat und Cordierit eine dünne Lage von Quarz ein.

Auf diese Weise werden die Cordieritgneise durch zunehmende Alkalisierung in Graue Gneise übergeführt; es ist aber, wie Waldmann hervorhebt, durchaus wahrscheinlich, daß sich Graue Gneise auch direkt,

ohne Zwischenschaltung eines Cordieritgneisstadiums, aus Sedimentgneisen bilden.

Hinsichtlich ihrer Struktur und des Mengenverhältnisses der Gemengteile sind die Grauen Gneise äußerst variabel. Massige Varietäten wechseln mit schieferigen oder gebänderten, oft stellen sich größere Feldspatäugen ein, Biotit kann reichlich oder in geringer Menge vorhanden sein usw. Für viele Graue Gneise ist charakteristisch, daß der Feldspat sehr gleichmäßig große, rundliche oder isometrisch-rechteckige Querschnitte zeigt, die in einer mit freiem Auge unauflösbaren Grundmasse liegen, welche den Biotit birgt (Körneltneise). Biotitreiche, gleichmäßig massige, oft auch feinkörnige Körneltneise ähneln in ihrer Zeichnung dem Gefieder des Perlhuhns; sie werden Perlgtneise genannt.

Die Entstehung Grauer Gneise durch Einwirkung granitischen Magmas auf Paragesteine kann in ganz ausgezeichneter Weise an den Felsen gegenüber dem Bahnhofe Gröschelmaut studiert werden. Hier sieht man stellenweise wirr gefaltete biotitreiche Bändergneise, die aus dunklen, schuppigen Biotitlagen und dazwischenliegenden etwa  $\frac{1}{2}$  cm starken lichten Adern bestehen. Die Bändergneise werden regellos von biotitarmen Körneltneisen durchbrochen, in denen sich die Bandstreifigkeit der Lagergneise allmählich verliert. Im Großen bauen sich die Felsen vorwiegend aus Körneltneisen auf, während die Bändergneise nur mehr Schollen bilden, die mit verschwommenen Grenzen, in Auflösung begriffen, in die granitisch massigen Körneltneise eingebettet sind. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß die Bändergneise Paragneise sind, bzw. einen ganz wesentlichen Anteil an Parasubstanz enthalten; ebenso sicher ist es aber nach der Art, wie sich die Bändergneise im massigen Körneltneis „verlieren“, daß auch letzterer beträchtliche Mengen von sedimentärer Substanz aufgenommen hat.

Die sukzessive Assimilierung von Paragneis im Eruptivgneis läßt sich, wenn auch oft minder deutlich, überall konstatieren, wo Graue Gneise auf größere Erstreckung hin aufgeschlossen sind. Immer finden sich wenigstens lokal noch dunkle, in Auflösung begriffene Schmitzen im massigen Gestein.

Proben von den Felsen gegenüber dem Bahnhofe Gröschelmaut zeigen in den dunklen Bändern strähnigen Biotit, der dichte Glimmergeflechte bildet, in deren Maschen oblonge Quarze und Plagioklase (28—29% An) liegen. Erz, Apatit, Zirkon und Granat sind eingestreut. In der Nähe der Injektionen gehen die flaserigen Glimmergeflechte in sparrige Netzwerke von langtafeligem Glimmer über, gleichzeitig nimmt der Glimmergehalt ab und Feldspat, vor allem Mikroklinperthit, tritt hervor. Oft umschließen die Feldspate wohl ausgebildete Täfelchen von neugebildetem Biotit.

Die richtungslos körnige Gangmasse (Körneltneis) besteht im wesentlichen aus Feldspat (Mikroklinperthit und Plagioklas [z. T. Antiperthit] in mehr oder minder gleicher Menge, viel Myrmekit) und Quarz. Biotit ist spärlich vorhanden; er umgibt, wo er nicht als Einschluß im Feldspat auftritt, polygonal die  $\pm$  idiomorphen oder doch wenigstens annähernd rechteckigen Feldspatkörner. Wo Kalifeldspat an Plagioklas grenzt oder ihn als Einschluß beherbergt, zeigt der Kalknatronfeldspat Neigung zu idiomorpher Ausbildung. Der Quarz bildet teils selbständige Körner, teils eine Art Füllmasse, welche die Feldspate zusammenhält.

Neben den biotitarmen gibt es auch biotitreiche Körneltneise (Perlgtneise), die gelegentlich von biotitarmen durchbrochen werden (Stein-

bruch Schidrowitz). Wie bereits erwähnt, muß ihr Biotitreichtum nicht auf Assimilierung von sedimentärem Material zurückgehen.

In den Perlgneisen bildet der Feldspat (Plagioklas mit 24—26% An, z. T. Antiperthit, vorherrschend oder in annähernd gleicher Menge wie Mikroclinperthit) isometrisch rundliche bis mehr oder minder rechteckige Körner, die von sparrig gestellten Biotitscheitern, meist nicht entlang des ganzen Umfanges, polygonal umkränzt werden. Der Mikroclin birgt oft idiomorphe Einschlüsse von Plagioklas. Der Quarz bildet z. T. nach Art der Feldspate selbständige Körner, viel häufiger eine Füllmasse zwischen den Feldspaten. Er spielt in dieser Hinsicht eine ähnliche Rolle wie der Biotit. Akzessorisch meist Erz, stets Apatit und etwas Zirkon, gelegentlich Granat und etwas Sillimanit, welch' letztere auf hybride Zusammensetzung hinweisen.

Die eigenartige Umkränzung der Feldspate durch Biotit im Perlgneis spricht nicht dafür, daß der Glimmer eine junge Ausscheidung ist; er müßte sonst öfter in xenomorpher Form auftreten. Abgesehen davon, daß Biotit in kleinen Täfelchen häufig als Einfluß im Feldspat vorkommt und daß wohl ausgebildete Biotittafeln unversehrt in den Feldspat hineinragen, beobachtet man oft, wie der wachsende Feldspat den älteren Glimmer unter Rekrystallisation, zuweilen auch Verbiegung des letzteren zur Seite zwingt.

Kataklastische Erscheinungen treten in den Grauen Gneisen häufiger und intensiver auf als in den Gföhler Gneisen. Namentlich in der Nähe der Glimmerschieferzone, aber auch weit ab von dieser, kann die Kataklastik sehr weitgehend sein. Die Zerbrechung und Zermörtelung der Feldspate und Quarze, eventuell der Granaten, die Ausschwängung der Glimmertafeln (meist unter gleichzeitiger Chloritisierung), die Zerlegung der Quarzfüllmasse in schmale, undulös auslöschende Lamellen gehört hierher. Auch die reichliche Myrmekitbildung steht häufig in deutlicher Beziehung zur Kataklastik.

### Einlagerungen in den Grauen Gneisen.

Neben den bereits besprochenen Ganggesteinen (S. 42) gehören hierher die Einlagerungen von unzweifelhaftem Gföhler Gneis (meist Typus Kienstock) und die Amphibolite des Gebietes. Amphibolite treten am häufigsten in der Gegend von Lispitz und Schidrowitz auf. Sie sind von den körnig-streifigen Amphiboliten des Gföhler Gneises nicht zu unterscheiden. Gelegentlich werden sie von Aplit- oder Granitgängen durchtrümmert. Sie sind daher älter als der Graue Gneis und wahrscheinlich als Einlagerungen des vom Grauen Gneis verdrängten Schiefergneises übernommen. Namentlich die Aplitgänge lösen Amphibolitschollen auf und scheiden die Hornblende in größeren Säulen wieder aus. In der Nähe eines Amphibolites (Gegend „Zmoly“ zwischen Schönwald und Gröschelmaut) fanden sich Lesesteine eines augitreichen gebänderten Gneises, der im Schliff, abgesehen von seiner geringeren Korngröße und dem Fehlen von Mikroclin und Kalzit, dem auf Seite 39 beschriebenen Augitgneis sehr ähnlich ist.

### 3. Die Glimmerschieferzone.

Die Glimmerschieferzone, welche an der Basis der moldanubischen Scholle liegt und mit ihrer Liegendgrenze den Verlauf der großen Überschiebung markiert, betritt am Westrande zwischen Windschau und dem Schweizertale das Aufnahmegebiet, verschmälert sich gegen Osten rasch und zieht als schmächtiges Band über den Fasanhof SO Schönwald. Wolframitzkirchen, Geschirrfabrik Krawska, Richlowetz und Papiermühle SW Rudlitz nach Kl.-Niemschitz, von dort in die Gegend von Ober-Danowitz, wo sie durch eine Ost-West-Störung abgeschnitten wird. Ihre nordöstliche Fortsetzung konnte, wohl nur mangels an Aufschlüssen, nicht nachgewiesen werden. Die nächsten Bloßlegungen liegen dann erst zwischen Stiegnitz und Skalitz, bereits außerhalb des Aufnahmegebietes.

Petrographisch sind die Gesteine der Glimmerschieferzone nur zum geringen Teile echte Glimmerschiefer. Namentlich im Westen bis etwa Wolframitzkirchen, aber bankweise auch weiter im Osten, enthalten sie größere Mengen von Feldspat und gehen auf diese Weise in Gneisglimmerschiefer, lagenweise auch in Zweiglimmergneise über. Gegenüber den gneisartigen treten andere Einlagerungen stark in den Hintergrund. Die im Westen bei Frain noch häufigen und mächtigen Amphiboliteinlagerungen sind in unserem Gebiete bis auf geringe Reste verschwunden (N Windschau gegen Schönwald, Ober-Danowitz). Kleine Linsen von hochkristallinem Kalk finden sich östlich der Geschirrfabrik Krawska und bei Ober-Danowitz. Flurnamen wie „Vápenice“ (O Wolframitzkirchen) und „Vápinky“ deuten darauf hin, daß früher mehrere solche kleine Kalkvorkommen aufgeschlossen waren und wahrscheinlich auch ausgebeutet wurden. Einlagerungen von Graphitquarzit (Granoblastische, kristallisationsschieferige Quarzaggregate mit reihenweise eingestreuten Graphitballen und vereinzelt parallel orientierten Muskowitschüppchen) fand ich an der Straße Schönwald—Windschau im Straßengraben vorübergehend aufgeschlossen. Undeutliche Ausbisse von Graphitquarzit waren an der SO-Lisiere von Windschau und bei Kote 456 (SW Schönwald) am Fahrwege, der vom Fasanhofe ins Schweizertal führt, sichtbar. Die häufigen Übergänge der Glimmerschiefer in phyllitartige Gesteine haben ihre Ursache in diaphthoritischen Veränderungen (L. 19, S. 3). Ich beobachtete solche Phyllonite zwischen Windschau und Schönwald, bei Wolframitzkirchen, im Jaispitztale und bei Ober-Danowitz. Die Diaphthorose beschränkt sich nicht nur auf die Glimmerschiefer, sondern ergreift auch die eingelagerten Amphibolitbänke, die in solchen Phyllonitonen ein strahlsteinschieferartiges Aussehen annehmen.

Nach F. E. S u e ß (L. 19) entspricht der Zug der Glimmerschiefer keinem stratigraphischen Horizont, sondern einer tektonischen Verschleifungszone an der Basis der über das Moravikum hinwegbewegten moldanubischen Scholle, in der einerseits die moldanubischen Streichrichtungen mechanisch in die Streichrichtung der Überschiebungsfläche umgestellt, andererseits die Mineralbestände der moldanubischen Gesteine durch Ausbildung schieferholder Mineralien (Muskowit) den physikalischen Bedingungen der Gleitung in größerer Rindentiefe angepaßt wurden. Ich

habe an anderer Stelle (L. 11) zu zeigen versucht, daß derartige Mineralumwandlungen in der Glimmerschieferzone zweifellos stattgefunden haben, daß aber nicht alle Gesteine in gleicher Weise einer solchen Ummineralisierung fähig sind und daß man auf keinen Fall ohne die Annahme von Stoffverschiebungen, vor allem von juveniler (?) Kalizufuhr auskommt.

Im Westteil des aufgenommenen Gebietes (etwa bis in die Gegend zwischen Schönwald und Wolframitzkirchen) grenzt der Glimmerschieferzug im Hangenden an Graue Gneise, im Osten an Gföhler Gneise.

Die Grauen Gneise an der Grenze gegen die Glimmerschiefer sind namentlich im Schweizertale aufgeschlossen. Sie zeichnen sich hier durch ein starkes Vorwalten der sedimentären Komponente aus und enthalten Einlagerungen von kristallinischem Kalk, die mit granatführenden Paraamphiboliten in innigster Verbindung stehen, welche letztere wieder mit den Grauen Gneisen durch Übergänge verknüpft sind (Hornblendeführende Graue Gneise). Sie werden von Granit- und Aplitgängen durchsetzt und enthalten beim Jägerhaus „Kalkköpfl“ auch eine Linse von Maschenserpentin mit Olivin- und Augitresten. In die Glimmerschiefer treten die granitischen Gänge nirgends über.

Die Grauen Gneise tragen z. T. noch das Gepräge von Schiefergneisen, aus denen sie hervorgegangen sind: Strähnige Biotitgeflechte umfließen Linsen von Plagioklas und Quarz mit eingestreutem Granat. An anderen Stellen zeigen sich als Produkte der vom Granit ausgehenden Imprägnation, bzw. Injektion Augen und Lagen von Mikroklinperthit und Plagioklas. Örtlich kommt es sogar zur Bildung von Cordieritgneisen.

Alle diese Gesteine sind in geringer Rindentiefe durchbewegt worden. Chloritbildung auf Kosten von Biotit und Granat, vollständige Pinitisierung der Cordierite, strahlsteinartige Fortwachsungen der Hornblenden, kataklastische Veränderungen, in einem Falle auch Neubildung von Chloritoid sind die Folgen dieser Bewegungen. Hie und da stellen sich in den Glimmerzügen als Begleiter des Biotit kleine Schüppchen und Täfelchen von Muskowit ein, zur Bildung größerer Muskowitporphyroblasten ist es aber nie gekommen und die grobschuppigen Glimmerschiefer schließen sich mit scharfer Grenze unmittelbar an die epizonal durchbewegten Gneise. Auch die Ganggranite zeigen nur kataklastische Veränderungen und trotz ihrem Mikroklinreichtum keine Neubildung von Muskowit.

Ähnliche scharfe Übergänge sind auch im Gföhlergneisgebiete östlich von Schönwald die Regel. Bei Wolframitzkirchen folgen im Hangenden der Glimmerschiefer granatführende aplitische Gesteine, die trotz ihrer Kalivormacht keinen Muskowit führen. Sie sind sehr scharf durchbewegt, die Feldspate (vorherrschend Mikroklin, wenig zersetzter saurerer Plagioklas) lidförmig ausgeschwänzt und von Myrmekitzapfen angeagt, der spärlich Biotit zerzogen und chloritisiert, der Granat zerrissen und in Chlorit umgewandelt. Mörtelzüge und geradezu glimmerartig gewundene Lamellenquarze umfließen die intakt gebliebenen größeren Gemengteile. Einzelne Mikroklinaugen scheinen nicht Porphyroblasten, sondern Porphyroblasten zu sein, die ihre Entstehung einer Mikroklinimprägnation verdanken, wie man sie auch in den Glimmerschiefern antrifft.

Bei Krawska und Tief Maispitz schaltet sich zwischen die Glimmerschiefer und die kataklastischen, aber muskowitzfreien Gföhler Gneise ein wenige Meter breites Band von Schiefergneis. Wieder umfließen flaserige Strähne von chloritisiertem Biotit Linsen von Plagioklas (17% An), Quarz und spärlichem Mikroklin. Große Granatkörner sind unter Erhaltung der äußeren Form siebartig von Feldspat, Quarz und chloritisiertem Biotit zerfressen und werden von den Glimmersträhnen umflossen. Solche Aufzehrungserscheinungen des Granat im Sedimentgneis trifft man auch in großer Entfernung von der Glimmerschieferzone. Sie haben mit der Durchbewegung und Glimmerschieferbildung nichts zu tun und gehören einer älteren Metamorphose an (L. 11, S. 63). In den Biotitsträhnen stellen sich ganz vereinzelt Täfelchen von Muskowit ein, die im Gegensatz zu den Biotiten vielfach keine oder nur geringe Deformationen zeigen. Etwas reichlicher finden sie sich an den Begrenzungsflächen der Gesteinsbänke, bzw. -Phakoide: Sie sind die ersten Anzeichen der beginnenden Muskowitis.

Im Jaispitztale erfolgt der Übergang vom moldanubischen Gneis zum typischen Glimmerschiefer gleichfalls innerhalb weniger Meter. Hier und bei Rudlitz ähneln die Grenzgesteine sehr den Krzepitzer Gneisen mit stark sedimentärem Einschlag. Man beobachtet Andeutungen von Idiomorphie der Plagioklase gegenüber dem in größeren Körnern auftretenden Mikroklin, doch wird die ursprüngliche Struktur durch jüngere kataklastische Zermörtelung stark überdeckt. Die Muskowitbildung setzt hier in der Umgebung der Biotite und Sillimanite, selten auch innerhalb der Feldspate ein. Die Muskowitisierung des Sillimanit ist ein deutlicher Hinweis darauf, daß in der Glimmerschieferzone tatsächlich eine Anpassung der Katamineralbestände an die Mesozone erfolgt.

Faßt man die Beobachtungen an der Grenze der Glimmerschiefer gegen die Gneise zusammen, so ergibt sich, daß von den Grauen und Gföhlergneisen nur jene eine Neigung zur Muskowitisierung zeigen, die reich an sedimentärem Material sind. Der Muskowit bildet sich auf Kosten von Biotit und Sillimanit und nur zum geringen Teil auf Kosten des Feldspates. Der Übergang der Gneise in Glimmerschiefer erfolgt auffallend abrupt. Gangfolge des Granites setzen sich nirgends in die Glimmerschiefer fort. Die Entstehung, bzw. Ortsstellung der Glimmerschiefer ist jünger als die Bildung der mit der Granitintrusion zusammenhängenden Grauen Gneise.

Noch nach der Anlagerung der Glimmerschiefer haben diese gemeinsam mit den moldanubischen Gneisen tektonische Bewegungen mitgemacht, die sich in geringer Tiefe im vorwiegend kataklastischen Sinne abspielten und zur Phyllonitisierung der Glimmerschiefer führten. Die Gneise als starre, weniger mobile Gesteine zeigen eine solche Diaphthorese nicht oder nur in äußerst geringem Maße, da sich die Bewegungen naturgemäß in erster Linie in den dünn-schieferigen, leicht beweglichen Glimmerschiefern abspielten.

Es wären nun noch die zahlreichen Gneisglimmerschiefer-einlagerungen der Glimmerschieferzone kurz zu erwähnen, die ich (L. 11) als jüngere Imprägnations-, bzw. Injektionszonen im Glimmerschiefer er-

klärt habe. Zuweilen führen die aplitischen oder pegmatitischen Adern schon primär Muskowit (Stefaniberg O Schönwald). Im übrigen habe ich meinen in L. 11 mitgeteilten Beobachtungen nichts Neues zuzufügen.

#### 4. Tektonische Verhältnisse.

Der Südteil des Trebitscher Batholithen und die anschließenden Grauen Gneise folgen der ostfallenden Berührungsfläche zwischen den Cordieritgneisen im Westen und den Gföhler Gneisen im Osten, also gewissermaßen der Grenze zwischen den schieferigen, leichtbeweglichen Para- und den starren Orthogesteinen. Der Zug der Grauen Gneise und der unmittelbar anschließenden Gföhler Gneise streicht in südlicher Richtung, im wesentlichen steil nach Osten einfallend, vom Norden her in das Kartenblatt Znaim herein und stößt unvermittelt an die den moldanubischen Überschiebungsrand markierende Glimmerschieferzone, in deren unmittelbarster Nähe er erst aus seiner Richtung abgelenkt wird. Wenn nun auch die Umbiegung der moldanubischen Streichrichtung in die moravische nur in beschränktem Maße und erst in unmittelbarster Nähe der Überschiebungszone stattfindet, so zeigen doch flach Nord-fallende Klüfte im Gneis schon auf große Distanz die Anpressung und Anpassung des Moldanubikums an die moravische Kuppel an (Vgl. die Gegend von Schidrowitz, Lispitz und Gröschelmaut).

Östlich von Jaispitz schwenkt das Nord-Süd-Streichen der Gföhler Gneise allmählich in die SO-, O- und ONO-Richtung um. Diese Schwenkung, welche sich schon auf Blatt Trebitsch-Kromau bemerkbar macht, hat mit der Aufschiebung des Moldanubikums auf das Moravikum unmittelbar wohl nichts zu tun, sondern entspricht einer älteren Anlage. Im großen bilden die Gföhler Gneise mehr oder minder eine Mulde, deren Form durch mannigfache Verbiegungen im Detail allerdings kompliziert wird. Glimmerschiefer, Granit, Graue Gneise und Namiester Granulite bilden die Unterlage dieser Mulde.

Die Gesteine der Glimmerschieferzone streichen streng parallel zum Überschiebungsrand. Das Einfallen ist gewöhnlich nordwärts unter die moldanubischen Gneise gerichtet, doch beobachtet man infolge örtlicher Verbiegungen auch entgegengesetztes Verflachen (Wolframitzkirchen, Ober-Danowitz).

Der fast unvermittelte Übergang der unabhängigen moldanubischen Streichrichtungen in die Streichrichtung des Glimmerschieferzuges, die lückenlose Begleitung des Überschiebungsrandes durch Glimmerschiefer trotz der nachgewiesenermaßen fehlenden Eignung der Grauen und Gföhler Gneise, petrographisch in Glimmerschiefer überzugehen, die Assoziierung der Glimmerschiefer mit Kalken, Graphitquarziten und anderen Paragesteinen, welche den Orthogneisen fremd, den moldanubischen Schiefergneisen aber geradezu eigentümlich sind, läßt die Annahme erwägenswert erscheinen, ob der Glimmerschieferzug nicht einem selbständigen Lappen von Schiefergneis entspricht, der tektonisch in die Überschiebungsfläche gezwängt und zu Glimmerschiefern umgeprägt wurde.

Eine jüngere Bruchtektonik, wie sie im Moravischen nachgewiesen wurde, läßt sich im moldanubischen Anteil des Kartenblattes bei der petrographischen Eintönigkeit des Gebietes mangels an Aufschlüssen kaum verfolgen, wenn auch starke kataklastische Beeinflußung der Gesteine, namentlich im Westen, Schollenbewegungen wahrscheinlich macht. Nur die Glimmerschiefer als charakteristischer Gesteinszug geben einige Anhaltspunkte. Bei Ober-Danowitz wird der Glimmerschieferzug durch eine Querstörung abgeschnitten und seine nördliche Fortsetzung ins Liegende verworfen. Diese Störung korrespondiert mit einem Bruch, der (L. 9, S. 384) im Moravischen bei Domschitz nachgewiesen wurde.

Auch weiter im Westen zeigt das Streichen der Glimmerschieferzone Unregelmäßigkeiten, welche einer Absenkung des Nordflügels entsprechen: eine bei Rudlitz und eine zweite N Krawska und Plenkowitz. In die Verbeulung bei Krawska und Plenkowitz spielt die Platscher Störung ein, über die bereits an anderer Stelle berichtet wurde (L. 9, S. 382).

Die stufenförmige Absenkung der moravischen Gesteinszüge gegen Norden scheint demnach auch die Gesteine der moldanubischen Scholle zu ergreifen, woraus geschlossen werden muß, daß die moravischen Querbrüche jünger sind als die moldanubische Überschiebung. Sie scheinen einem System nachkumulischer Ost-West-Störungen anzugehören, das auch weiter im Norden große Verbreitung besitzt.

*Geologisches Institut  
der Deutschen Technischen Hochschule in Prag.*

### Verzeichnis der wichtigsten Literatur.

1. Becke F., Die Gneisformation des niederöstr. Waldviertels. Tsch. min.-petr. Mitt. IV, 1882.
2. Becke F., Himmelbauer A., Reinhold F., Görgy R., Das niederöstr. Waldviertel. Tsch. min.-petr. Mitt. XXXII, 1913.
3. Kölbl L., Zur Deutung der moldanub. Glimmerschieferzone im niederöstr. Waldviertel. Jahrb. d. Geol. B.-A. Wien 1922.
4. Kölbl L., Die Stellung des Gföhler Gneises im Grundgebirge des niederöstr. Waldviertels. Tsch. min.-petr. Mitt. XXXVIII. 1925
5. Kölbl L., Der Südrand der Böhm. Masse. Geol. Rundschau XVIII, 1927.
6. Marchet A., Zur Kenntnis der Amphibolite des niederöstr. Waldviertels. Tsch. min.-petr. Mitt. XXXVI, 1925.
7. Paul C. M., Geol. Spezialkarte der K. k. Geol. R.-A. Wien. Blatt Znaim (mit Erläuterungen).
8. Preclik K., Die Morav. Phyllitzone im Thayatale. Sborník Stát. geol. ústavu VI, Prag 1926.
9. Preclik K., Das Nordende der Thayakuppel. Ebenda.
10. Preclik K., Zur Tektonik u. Metamorphose der morav. Aufwölbungen. Geolog. Rundschau XVIII, 1927.
11. Preclik K., Zur Genesis einiger moldanub. Gesteinstypen I. Centrbl. f. Min. Abt. A. 1930.
12. Schumann H., Über moldanub. Paraschiefer aus dem niederöst. Waldviertel zw. Gföhler Gneis u. Bittescher Gneis. Min. u. petr. Mitt. XL, 1929.
13. Stejskal J., Geologické poměry v oblasti mezi Bory a Velkým Mezeříčím. Práce moravské přírodověd. společnosti. Brno 1925. Sv. II, spis 9.
14. Sueß F. E., Gerhart H., Geol. Spezialkarte d. Geol. B.-A. Wien. Kartenblatt Drosendorf.

15. Sueß F. E., Geol. Spezialkarte der Geol. R.-A. Wien. Kartenblatt Trebitsch-Kromau (mit Erläuterungen).
16. Sueß F. E., Der Bau des Gneisgebietes von Groß Bittesch und Namiest in Mähren. Jahrb. d. Geol. R.-A. Wien 1897.
17. Sueß F. E., Geolog. Mitteilungen aus dem Gebiete von Trebitsch und Jarmeritz in Mähren. Verhandl. d. Geol. R.-A. Wien 1901.
18. Sueß F. E., Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und moravischen Grundgebirge in dem Gebiete von Frain und Geras. Verh. d. Geol. R.-A. Wien 1908.
19. Sueß F. E., Die Moravischen Fenster. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. LXXXVIII, 1912.
20. Sueß F. E., Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Berlin 1926, Verlag Borntraeger.
21. Tertsch H., Studien am Westrande des Dunkelsteiner Granulitmassives. Tsch. min.-petr. Mitt. XXXV, 1921.
22. Till A., Geologische Exkursionen im Gebiete des Kartenblattes Znaim. Verh. d. Geol. R.-A. Wien 1906.
23. Tomaschek O., Die Geolog. Verhältnisse des polit. Bezirkes Znaim I. Znaim 1927.
24. Waldmann L., Umformung und Kristallisation in den moldanub. Katasteinen des nordwestl. Waldviertels. Mitt. d. Geol. Gesellsch. Wien. XX. 1927.
25. Waldmann L., Zum geolog. Bau der Thayakuppel und ihrer Metamorphose. Mitt. d. Geol. Gesellsch. Wien. XXI. 1928.

### Erklärung der Abkürzungen der Ortsnamen auf **nebenstehender** Kartenskizze. 5.

B. Blann — Blanné.  
 Bo. Bojanowitz — Bojanovice.  
 Bs. Boskowstein — Boskovštejn.  
 C. Czernin — Černín.  
 Do. Domschitz — Domčice.  
 Du. Durchlaß — Tvoříhráz.  
 E. Edenthurn — Vracovice.  
 F. Fischhäusel — Hostěrádky.  
 Fr. Frainersdorf — Vranovská Ves  
 G. Gaiwitz — Kyjovice.  
 Gr. Gröschelmaut — Grešlové Mýto.  
 I. Irzitz — Jiřice.  
 J. Jaispitz — Jevišovice.  
 KN. Klein-Niemtschitz — Němčice.  
 K. Krawska — Kravsko.  
 Kr. Krzepitz — Křepice.  
 Ld. Liliendorf — Liliendorf.  
 L. Lispitz — Blížkovice.  
 M. Mramotitz — Mramotice.  
 OD. Ober-Danowitz — Hor. Dunajovice.  
 N. Niklowitz — Mikulovice.

P. Paulitz — Pavlice.  
 Pla. Platsch — Plaveč.  
 Pl. Plenkowitz — Plenkovice.  
 Pr. Prokopsdorf — Prokopov.  
 Ra. Ratschowitz — Ratišovice.  
 Ru. Rudlitz — Rudlice.  
 Sch. Schidrowitz — Ctidružice.  
 Schl. Schiltern — Štítary.  
 Schw. Schönwald — šumwald.  
 S. Selletitz — Zeletice.  
 Str. Strelitz — Střelice.  
 St. Stupeschitz — Stupešice.  
 TM. Tief-Maispitz — Hl. Mašůvky.  
 Wa. Wairowitz — Výrovce.  
 We. Weweczitz — Vevčice.  
 Wi. Winau — Únanov.  
 W. Windschau — Onšov.  
 Wis. Wischenau — Višňové.  
 Wk. Wolframitzkirchen — Olbramkostel.  
 Z. Žerotitz — Žerotice.  
 Zi. Zierutek — Žerůtky.

