

V. Das niederösterreichische Waldviertel.

Hierzu eine geologische Karte und einer Tafel I.

1. Übersicht der petrographischen Verhältnisse.

Von Friedrich Becke.

(Mit 4 Textfiguren.)

Einleitung.

Die folgenden Blätter sind eine Gelegenheitsschrift und sollen als solche gewertet werden.

Als es feststand, daß die 85. Versammlung Deutscher Naturforscher und Ärzte im September 1913 in Wien stattfinden und daß die Deutsche Mineralogische Gesellschaft ihre Jahresversammlung mit dieser 85. Versammlung vereinigen würde, war es der Wunsch der Wiener Mineralogischen Gesellschaft, den auswärtigen Gästen ein Andenken an diese Versammlung darzubieten.

Unter den verschiedenen Vorschlägen fand schließlich der am meisten Anklang, dessen Verwirklichung in den folgenden Blättern und in der beiliegenden Karte vorliegt.

Das niederösterreichische Waldviertel ist seit jeher ein gern besuchtes Exkursionsfeld der Wiener Mineralogen und Petrographen. Um so mehr vermißte man eine brauchbare, den neueren Ergebnissen angepaßte Exkursionskarte. Außer der alten, für ihre Zeit trefflichen Karte von Czjzek¹⁾ ist keine Darstellung des Gebietes veröffentlicht worden, die den Bedürfnissen der Petrographen entsprechen würde. Die großzügige Darstellung von F. E. Sueß²⁾, welche das „Waldviertel“ mit umfaßt, ist zwar überaus lehrreich und interessant, aber

¹⁾ J. Czjzek, Geologische Karte der Umgebungen von Krems und vom Manhartsberg. Beilage zu Bd. 7 der Sitzungsberichte d. m.-n. Kl. der K. Akad. d. Wiss. Wien, 1853.

²⁾ F. E. Sueß, Die moravischen Fenster und ihre Beziehungen zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. Denkschr. d. K. Akad. d. Wiss., m.-n. Klasse, Bd. 78, pag. 541—631, 1912.

als Übersichtskarte sehr großer Gebiete für die Darstellung der den Petrographen interessierenden Einzelheiten in viel zu kleinem Maßstab gehalten.

Die Wiener Mineralogische Gesellschaft beschloß daher, die Herausgabe einer Übersichtskarte aus Anlaß des Naturforschertages im Jahre 1913 ins Auge zu fassen und widmete die dazu erforderlichen Geldmittel.

Wenn nun auch die Erfahrungen mehrerer Jahrzehnte, erworben auf zahlreichen Exkursionen mit Hörern, mit Praktikanten des Institutes und mit werten Fachgenossen sich im mineralogisch-petrographischen Institut angesammelt hatten, wenn auch manche Einzelstudien vorlagen, die Vorarbeiten für eine solche Karte darboten, zeigten sich doch bei dem Versuch, diese Erfahrungen kartographisch festzulegen, manche Lücken.

Diese in der zur Verfügung stehenden kurzen Frist nach Möglichkeit auszufüllen, war die nächste Aufgabe.

Mein Assistent Herr Dr. A. Himmelbauer, der sich seit einigen Jahren mit eingehenderen Studien über die Augitgneise des Waldviertels beschäftigt und bei dieser Gelegenheit eine ziemlich eingehende Kenntnis des nördlichen Gebietes sich erworben hat, unternahm mit größtem Eifer der Aufgabe, solche Revisionen im nördlichen Abschnitt des Gebietes durchzuführen. Herr Dr. F. Reinhold, der eine Aufnahme des Manhartsberges in größerem Maßstabe durchführt, stellte seine Ergebnisse in dem Gebiet östlich des Kamptales zur Verfügung. Ich selbst suchte im Süden zwischen Kremstal und Wachau die Lücken auszufüllen.

So konnte ein Kartenbild zustande gebracht werden, welches gewiß in Einzelheiten noch viele Verbesserungen erfahren dürfte, wenn die Detailaufnahme der geologischen Reichsanstalt die Kartenblätter Krens und Horn in Angriff nehmen wird, das aber doch im großen und ganzen ein richtigeres und dem jetzigen Stande der Wissenschaft besser angepaßtes Bild liefert als die Karte von Czjzek.

Aber noch eine andere Lücke machte sich bemerkbar. Zwar waren in früherer Zeit hauptsächlich auf Veranlassung Tschermaks im Laboratorium E. Ludwig eine ziemliche Anzahl chemischer Analysen von interessanten Waldviertel-Gesteinen hergestellt worden. Manche verdankten ihre Entstehung Exkursionen, auf denen ich werte Fachgenossen begleiten durfte, so die Analysen, welche

Grubenmann in seinem Buch über krystallinische Schiefer veröffentlicht hat und die, welche Morozewicz publizierte. Einiges enthielten auch die Arbeiten meiner Schüler (Mrha, Mocker, Cornu, Grengg). Für einige Typen konnten auch die Analysen herangezogen werden, die F. E. Sueß ausführen ließ und die sich auf geologisch ähnliche Gebiete weiter im Norden bezogen.

Aber gerade für die am weitesten verbreiteten Gesteine fehlten chemische Untersuchungen. Hier setzte nun die treue Mitarbeit meines Assistenten R. v. Görgey ein, welcher im Laufe des vergangenen Frühjahrs die wichtigsten dieser Lücken ausfüllte. Die Resultate von 9 neuen Analysen können hier mitgeteilt werden. Außerdem sammelte und berechnete er die bereits publizierten Analysen. Damit ist eine wichtige Grundlage für weitere Forschungen gewonnen.

Indem wir nun die Resultate dieser unserer Arbeit den Fachgenossen vorlegen, wissen wir sehr wohl, daß wir nichts vollendetes darbieten.

Viele Fragen sind durch die jetzigen Untersuchungen erst recht als brennend hervorgetreten. Manche Studien sind noch nicht so weit gefördert, daß jetzt schon ausführlicher berichtet werden könnte. Manche der Fragen sind so schwieriger Natur, daß ein abschließendes Urteil noch nicht möglich ist. Immerhin wird man bei einem Vergleich der vorliegenden Blätter mit meiner eigenen Jugendarbeit über das Waldviertel vor 30 Jahren oder der Karte von Czjzek aus der Zeit vor 60 Jahren den Fortschritt der Erkenntnis wahrnehmen.

Petrographie der Gesteine des Waldviertels.

A. Die Moravische Zone.

Daß längs des Ostrandes der krystallinischen Masse sich ein Zug von Gesteinen absondern läßt, welcher in seiner Zusammensetzung und Struktur sich von der Hauptmasse der weiter westlich anschließenden krystallinen Schiefer unterscheidet, hat F. E. Sueß¹⁾ überzeugend nachgewiesen. Abgesehen von untergeordneten Gebirgsgliedern sind in der moravischen Zone zu unterscheiden:

1. Komplexe körniger Erstarrungsgesteine: der Schwarzawa-Batholith, die sogenannte Brüner Syenitmasse umfassend, und der

¹⁾ F. E. Sueß, Die Moravischen Fenster und ihre Beziehungen zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. Denkschr. d. K. Akad. d. Wiss., m.-n. Kl., Bd. 78, pag. 541 bis 631, 1912.

Thayabatholith. Dieser letztere Gesteinszug ragt in unser Gebiet als Eggenburg-Maissauer Granit herein, ist namentlich in seinen südwestlichen Teilen äußerst stark kataklastisch geschiefert, so daß stellenweise phyllitähnliche Diaphthorite entstehen. Das Hauptgestein ist ein stark plagioklasführender Granit, von dem eine Analyse vorliegt. (Vgl. die Abhandlung von Görgey in diesem Heft, Analyse 1.) Im Dreieck SiUL rückt der Projektionspunkt merklich von der Granitlinie ab, was der eingetretenen Veränderung entspricht.

Neben dieser Hauptgesteinsart finden sich dunklere syenitische Varietäten, die augenscheinlich besonders leicht der Verschieferung verfallen, ferner in großer Ausdehnung helle aplitische Varietäten.

Über Einzelheiten gibt die Arbeit von F. Mocker¹⁾ Auskunft. Genauere Studien sind von F. Reinhold zu erwarten.

2. Bittescher Gneis. Dieses Gneisgestein entwickelt sich im Norden nach den Studien von F. E. Sueß in größerer Mannigfaltigkeit. In unser Gebiet ragt es als eine lange Zunge herein mit Streichen N—S und im Norden flach, im Süden unter mittlerem Winkel nach W. einfallend. Stets hell, porphyrtartig mit erbsen- bis bohngroßen Feldspatungen (nicht Porphyroblasten, sondern alten Einsprenglingen), teils Mikroklin, teils albitreiche Plagioklase in einem feineren Grundgewebe. In unserer Gegend fast biotitfrei, öfter mit Muscovittafeln ausgestattet und auf den sehr ausgeprägten Schieferungsflächen mit feinschuppigen Muscovithäuten bedeckt. (Vgl. die Angaben von Reinhold im Abschnitt über das Gebiet östlich vom Kamptal.) Chemisch noch unbekannt.

3. Diese Gesteine stecken in phyllitischen bis quarzitischen, meist sehr unscheinbar aussehenden Glimmerschiefern, die unreine Kalklager enthalten. Der Maissauer Granit bewirkt darin Kontaktmetamorphose, die allerdings wenig typisch ist, anscheinend infolge der späteren Kataklaste.

Ein vorläufig noch wenig geklärtes Gebilde ist die „basische Einlagerung von gneisähnlicher Struktur“, die sich in diese Phyllite einschaltet und von Reinhold vom Geyersdorfer Wald südlich von Stockern bis an den Westabhang des Manhartsberges verfolgt wurde.

Eine der merkwürdigsten Erscheinungen ist, daß diese Gesteine der moravischen Zone, die so deutlich die Merkmale einer höheren

¹⁾ F. Mocker, Der Granit von Maissau. Diese Mitt. 30, pag. 334—352, 1910.

Tiefenstufe und niederer Temperatur bei ihrer petrographischen Ausprägung zur Schau tragen, wo immer sie mit den Gesteinen der moldanubischen Zone in Berührung kommen, unter diese einfallen.

Bekanntlich sucht F. E. Sueß diese Erscheinung dadurch verständlich zu machen, daß er eine Überschiebung der tieferen moldanubischen über die höheren moravischen Gesteine annimmt, so daß die letzteren in „Fenstern“ unter den ersteren zum Vorschein kommen.

Die Überschiebungsregion wird durch das Auftreten eines Glimmerschieferzuges bezeichnet, dessen Entstehung mit der geotektonischen Bewegung bei dieser Überschiebung in Zusammenhang gebracht wird.

Diese Auffassung ist sehr bestechend; allerdings wäre zu wünschen, daß die Frage, für welche so viele Feldbeobachtungen zu sprechen scheinen, nunmehr auch durch petrographische Untersuchungen geprüft werde, um klarzustellen, wie aus den moldanubischen Gneisen die Glimmerschiefer der Grenzregion hervorgehen.

Es ist dies eine der wichtigsten Fragen, die im Waldviertel zu lösen sind. Ich komme darauf bei der Besprechung der Glimmerschiefer zurück.

B. Die Moldanubische Zone.

Während die Gesteine der moravischen Zone infolge ihres häufig unscheinbaren Aussehens wenig untersucht wurden, haben die zumeist sehr deutlich krystallinen moldanubischen Gesteine eine viel eingehendere Untersuchung erfahren.

Ein wichtiger Unterschied kann dabei in erster Linie hervorgehoben werden: Die Unterscheidung von Granitgneisen (im weiteren Sinne) und von Schiefergneisen mit ihren mannigfaltigen Einlagerungen. Dieser Gegensatz in den Eigenschaften ist schon von Czjzek bemerkt worden. In meiner Waldviertel-Arbeit¹⁾ tritt er in der Form einer vermeintlichen Altersfolge auf:

Unterer Gneis (= Granitgneis? in neuerer Zeit wenig untersucht);
mittlerer Gneis (= Schiefergneis mit mannigfachen Einlagerungen);
zentraler Gneis (= Granitgneis).

Es ist derselbe Gegensatz, der sich fast in allen krystallinen Schiefergebieten vorfindet (Schapbachgneis—Renchgneis im Schwarz-

¹⁾ F. Becke, Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. Diese Mitt. 4, pag. 189, 1882. Vergl. auch: Über das Grundgebirge im niederösterreichischen Waldviertel. C. R. du XI^e Congrès Géologique International. Stockholm 1910.

wald, Kepernikgneis—Tessgneis im Altvater) und der im Lichte der von Rosenbusch mit besonderer Kraft vertretenen Theorie gegenwärtig so gedeutet wird, daß die eine Gruppe von Gneisen wesentlich schiefrig gewordene granitische Erstarrungsgesteine, die andere krystallinisch gewordene Sedimente umfaßt.

Wir besprechen zunächst kurz die Gruppe der Granitgneise im weiteren Sinne oder Orthogneise, dann die Gruppe der Schiefergneise mit ihren Einlagerungen.

Die Orthogneise.

Gemeinsam ist allen Orthogneisen das Auftreten in großen geschlossenen Gesteinskörpern, in welchen diese Gesteine als Alleinherrscher mit Ausschluß anderer Gesteinsarten auftreten, im Gegensatz zu dem bunten Gesteinswechsel im Gebiet der Schiefergneise. Sehr eindrucksvoll wirkt diese eintönige Gleichartigkeit des Gesteins, wenn man das Plateau zwischen dem Kremstal und der Wachau bei Dürnstein überschreitet, ebenso in dem ausgedehnten Waldplateau um Gföhl, oder in der Granulitregion südlich vom mittleren Kampthal. Stundenlang kann man hier wandern und jeder Lesestein, jeder kleine Felsaufschluß, jede Straßenböschung liefert dasselbe helle, glimmerarme, feldspatreiche Gestein. Keines der anderen Gesteine des Waldviertels tritt in so großen homogenen Körpern auf.

In der Karte wurden drei Nuancen dieser Gesteine unterschieden: Gföhler Gneis, Granitgneis und Granulit. Es ist aber zu betonen, daß alle diese Nuancen nahe miteinander verwandt sind und ohne Zweifel sich weniger voneinander unterscheiden, als die verschiedenen in raschem Wechsel alternierenden Varietäten des Schiefergneises, welche alle mit demselben Grau dargestellt sind.

Alle drei entsprechen nach ihrer chemischen Zusammensetzung granitischen Magmen (Vergl. Görgey, An I, II, III, 2, 3); ein kleiner Tonerde-Überschuß ist bei allen dreien vorhanden.¹⁾ Er ist sehr klein ($T = 0.1$) beim Granitgneis, größer beim Gföhler Gneis ($T = 0.1 - 0.7$), nicht unbeträchtlich beim Granulit ($T = 2.7$); damit stimmt recht gut überein, daß im Granulit Granat (Almandin vgl. Analyse von Cornu Nr. 23) und Disthen regelmäßig auftreten, daß der Gföhler Gneis neben Granat, der selten ist, gewöhnlich etwas Sillimanit führt, und daß diese Accessorien im Granitgneis fehlen.

¹⁾ Ich kann daher diese Gesteine nicht der Gruppe der „Alkaligesteine“ zählen, wie öfter geschieht.

Alle drei Varietäten haben Quarzüberschuß, der sich beim Granitgneis zu 15%, beim Gföhler Gneis zu 32%, beim Granulit zu 39% berechnet. Auch das stimmt mit dem mikroskopischen Bild. Der Granitgneis enthält manchmal so wenig Quarz, daß man versucht wird, das Gestein Syenit zu nennen. In der Tat habe ich in der Waldviertelarbeit¹⁾ als Glimmersyenit von Stallegg ein hierher gehöriges Gestein beschrieben, bei welchem die intrusive Lagerung unverkennbar ist.²⁾

Gemeinsam ist ferner allen diesen Gesteinen die Kalivormacht. Beim Granitgneis ist sie besonders kräftig ausgesprochen. Plagioklas tritt bei allen zurück. Der vorherrschende Feldspat ist der in der Waldviertelarbeit ausführlich beschriebene Mikrokin-Mikroperthit.

In betreff der Einzelheiten kann ich auf meine alte Beschreibung verweisen, zu der ich nicht viel hinzuzufügen habe.

Im Gföhler Gneis sowie im Granulit konnte der Plagioklas als Oligoklas-Albit bestimmt werden. Im ersteren sieht man häufig einen schmalen Albitsaum dort, wo die Plagioklaskörner an den Mikroperthit grenzen, er fehlt aber meist an der Grenze gegen Quarz und es sieht so aus, als ob dieser Albitmantel vom Kalifeldspat aus an den Plagioklas angeschossen wäre, vielleicht gleichzeitig mit der Abscheidung der Albitspindeln im Mikroperthit. Abgesehen von diesem äußersten Albitsaum, zeigt sich öfter eine Spur inverser Zonenstruktur.

Die untersuchte Probe von Granitgneis ist überaus arm an Plagioklas, der in winzigen verkümmerten Körnchen und Fetzen zwischen den vielmal größeren Mikroklinen sitzt.

Die Struktur ist eine granoblastische Gneisstruktur, was besonders beim Vergleich mit dem Maissauer Granit in die Augen fällt, der scharf gebaute Feldspatkrystalle mit Zuwachsschichten erkennen läßt, wenn nicht die Kataklyse das Gefüge zerstört hat.

Bei den moldanubischen Orthogneisen habe ich nie — auch bei den scheinbar manchmal richtungslos körnigen Granitgneisen nicht — eine Andeutung von Krystallisationsfolge oder ausgebildete und in den Anwachszone n kennbare Krystallformen gesehen. Die

¹⁾ Eruptivgesteine aus der Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. Diese Mitt. 5, pag. 148, 1883.

²⁾ Vgl. über dieses Vorkommen (T-Gang) F. Reinhold: Pegmatite und Aplite aus den Liegendstiefeln des Gföhler Zentralgneises. Diese Mitt. 29, pag. 95, 1910.

Struktur ist typisch granoblastisch. Mechanische Phänomene sind schwach, selbst am Quarz ist die undulöse Auslöschung meist kaum angedeutet. Trotzdem haben insbesondere oft die Plagioklase ganz unregelmäßige, an Splitter oder Bruchstücke erinnernde Formen, die kaum direkt durch Erstarrung aus dem Schmelzfluß entstanden sein können und die mir eher durch Krystalloblastese verständlich scheinen. Zwischen der magmatischen Erstarrung, die wir für solche Gesteine wohl postulieren müssen, und dem jetzt vorliegenden Zustand dürften viele Veränderungen, Verschiebungen, Differentialbewegungen im Gestein vor sich gegangen sein, während welcher die einzelnen Individuen in mannigfachster Weise zerbrochen wurden und wiederum durch Ausheilen und Anpassen an die Nachbarn die vorliegende Form erhielten.

Myrmekit ist keine seltene Erscheinung am Saum der Mikroperthit-Durchschnitte.

Der Biotit ist stets rehbraun oder rotbraun ohne jede Spur eines grünen Stiches. Um die kleinen Zirkoneinschlüsse zeigen sich stets kräftige pleochroitische Höfe. Apatit und Rutil sind verbreitete Accessorien.

Muscovit fehlt den Granuliten ganz, dem Granitgneis ist er auch fremd. Im Gföhler Gneis tritt er ab und zu besonders am Südoststrand als gelegentlicher Gast auf. Aber es sind immer einzelne Schüppchen auf den Schieferungsflächen; dem eigentlichen Grundgewebe bleibt er fremd. Auch bildet er nie die besonders in alpinen Gneisen so häufig entwickelten dichten oder feinschuppigen Überzüge (Sericithäute). In dieser Funktion wird er hier vom Sillimanit vertreten, der die Schieferungsflächen besonders in den Randpartien wie ein feines seidenglänzendes Spinnengewebe überzieht. Die Umkrystallisierungen müssen also bei Mangel an Wasser respektive Hydroxyl oder bei so hoher Temperatur erfolgt sein, daß sich Muscovit nicht bilden konnte.

Aber eine Art des Auftretens von Muscovit ist noch zu erwähnen. Der Gföhler Gneis ist manchmal pegmatitisch geadert. Aber nie sieht man Pegmatitadern scharf gegen das Gesteinsgewebe absetzen, sondern es wächst der Pegmatit scheinbar aus dem Nebengestein heraus, indem sich die Individuen von Feldspat, Quarz usw. vergrößern, der Biotit zurücktritt. Meist in der Mitte der innig mit dem Nebengestein verwachsenen Schlierengänge sitzen dann größere

Muscovitindividuen. Auch schwarzer Turmalin stellt sich ein, sowie blaßroter Granat.

Einige Vorkommen dieser Art haben gut kristallisierte Turmaline von kurzsäuliger Gestalt und Orthoklaskristalle, ähnlich den Elbaner- oder Striegauer Drusen geliefert.¹⁾ (Königsalm im Kremstal, Spiegel bei Senftenberg.)

Der Granulit bildet einen flach muldenförmig gebauten Gesteinskörper im Norden, die eigentümliche Lagerungsform hat Dr. A. Himmelbauer festgestellt. Ein kleineres Gebiet wurde von Dr. F. Reinhold SW. vom Manhartsberg erkannt. Viel größere Granulitterritorien liegen im Süden der Donau im Dunkelsteiner Wald und im Nordwesten bei Blumau. Beide sind noch nicht näher untersucht.

Es ist sonderbar, daß mit dem Granulit regelmäßig Pyropolivinfels vorkommt; ebenso ist eine bestimmte Abart von Amphibolit, der Diallagamphibolit, an den Granulit gebunden und außerhalb des Granulitbereiches bisher nicht bekannt.

Das verrät Zusammenhänge, die wir bis jetzt noch nicht deuten können.

Wodurch unterscheiden sich nun Granulit und Gföhler Gneis des Waldviertels? Obgleich zwischen ihnen Übergänge vorkommen, sind die typischen Gesteine im Handstück sofort zu unterscheiden. Gföhler Gneis ist immer gröber von Korn, nie so ebenschiefrig; der Biotit, wenn auch spärlich, so doch immer in etwas grobschuppigen Flasern vorhanden, im Granulit in feinsten mikroskopischen Schüppchen. Cyanit tritt im Gföhler Gneis wohl nie auf. Granat ist im Gföhler Gneis selten, im Granulit stets und in zahlreichen, meist kleinen Körnchen verstreut.

Die Granulite sind wohl etwas kieselsäurereicher als der Gföhler Gneis; der Magnesia-, Kalk- und Eisengehalt ist kleiner.

Aber neben diesen Merkmalen scheint noch ein anderer einherzugehen: Die Granulite scheinen wasserärmer zu sein als der Gföhler Gneis.

Granulit Wassergehalt 0·45, 0·56

Gföhler Gneis „ 1·19, 1·15

Dies scheint eine durchgreifende Regel zu sein. Ich entnehme der Gesteinslehre von Rosenbusch den Wassergehalt typischer

¹⁾ A. Sigmund, Niederösterreichische Mineralvorkommen. Diese Mitt. 21, pag. 363, 1902 und Minerale Niederösterreichs, Wien 1909.

Granulite und anderer kieselsäurereicher Orthogneise und setze daneben noch die Wassergehalte alpiner Orthogneise nach Denkschr. der K. Akad. d. Wiss., Bd. 75.

Wassergehalt		
typischer Granulite	Orthogneise	alpiner Orthogneise
0·22	1·67	2·46
1·11	1·30	1·44
0·63	1·90	1·06
0·61	0·91	1·40
0·45	1·01	0·68
	0·40	0·81
	0·65	1·45
		0·95
		1·29
		1·44
		1·51
		1·58
		1·32
Mittel: 0·60	1·12	1·34

Dieser Unterschied scheint mir wesentlich zu sein; er steht in Einklang mit dem Unterschied im Mineralbestand: Granat statt Biotit, und steht auch im Einklang mit gewissen Eigentümlichkeiten der Nebengesteine des Granulits. Im „Hornfelsgranulit“ von F. E. Sueß spielt Spinell eine wichtige Rolle; in den Amphiboliten, welche den Granulit begleiten, tritt diallagähnlicher Pyroxen ein (Diallaggranulite), ebenso sind die Trappgranulite durch Pyroxengehalt ausgezeichnet.

Es ist so, als ob das Granulitmagma sehr wasserarm gewesen wäre; ist vielleicht deshalb das Gestein so feinkörnig?, haben die Mineralisatoren gemangelt?, fehlen ihm deshalb die Pegmatite? Oder hat die Metamorphose in den Granulitgebieten bei sehr hohen Temperaturen stattgefunden?

Diese Fragen sollten künftig im Auge behalten werden. Jedenfalls ist die Paragenese unseres Granulits eine eigenartige, von der normalen Granitgneise verschiedene.

Ob die Begleitung des Granulits durch die quarzarmen Granitgneise bei Rosenberg etwas gesetzmäßiges oder Zufall sei, ist noch nicht sicher. Ähnliche Gebilde begleiten auch die große Gföhler

Gneismasse am Ostrand, teils als Randfazies (N. von Lengefeld), teils in selbständiger auftretenden Einlagerungen in den Amphiboliten.

Die große Gföhler Gneismasse setzt das waldige Plateau zusammen, das sich von der Donau bei Dürnstein über Gföhl bis nahe an den mittleren Kamp verfolgen läßt. Durch die Wachau, das Kremstal von Senftenberg bis Königsalm und dessen westliche Seitentäler ist diese Gneismasse vortrefflich aufgeschlossen. Man sieht sie in einer Mächtigkeit von zirka 300 m in beinahe schwebender Lagerung aufgeschlossen. Sowohl von Osten als von Westen fallen Schiefergneise und Amphibolite darunter ein und in manchen der tief eingeschnittenen Täler ist die fremdartige Unterlage einige Kilometer weit einwärts zu verfolgen. Ein Hangendes ist nirgends zu sehen. Im Südwesten sind Lagerungsstörungen vorhanden, so daß sich die Gneismasse in höherem Niveau noch einmal zu wiederholen scheint (Sandlberg, siehe Profil Wachau).

Die Gföhler Gneismasse setzt sich, was schon Abbe Stütz erkannte, südlich der Donau fort. An den steilen Talabhängen neigt der Gföhler Gneis sehr zu Felsbildungen (vgl. Tafel I Gneisfelsen bei Dürnstein). Aber auch auf dem Plateau bilden seine schwebenden Lagen oft imposante Wollsackfelsen.

Ein dem Gföhler Gneis ganz ähnliches Gestein tritt südlich vom Manhartsberg auf und wurde in seiner Verbreitung von F. Reinhold nachgewiesen (Gneis von Mühlbach).¹⁾ Außer in den ausgedehnten monotonen Granitgneiskörpern von im allgemeinen flach kuchenförmiger Gestalt treten Gesteine übereinstimmender Beschaffenheit an vielen Stellen in den Zügen von Schiefergneisen als Einlagerungen auf. Manche davon sind in der Karte verzeichnet; andere wären nur bei viel größerem Maßstab darstellbar gewesen. Sie schließen sich bald mehr dem Granitgneis, bald mehr dem Gföhler Gneis an. Aber es finden sich auch noch andere Typen. So ist zum Beispiel der Zug, der in der Karte am rechten Kremsufer mit der Farbe des Gföhler Gneises eingetragen ist und oberhalb Rehberg den Fluß überschreitet, durch größeren Biotitgehalt und Zurücktreten von Quarz ausgezeichnet; bis $\frac{1}{2}$ cm große Mikrokline mit prachtvollen Myrmekitsäumen treten augenartig vor. Dieses Gestein (in der Waldviertel-Arbeit als Augengneis beschrieben¹⁾) dürfte

¹⁾ l. c. pag. 211.

sich dem normalen Syenit nähern. Es würde eine genauere Untersuchung verdienen.

Häufig sind solche Einlagerungen arm an Glimmer und hell gefärbt. Sie nähern sich dann manchmal dem Granulit, namentlich, wenn lichtrosa Granat hinzutritt. Aber ein oft plötzlicher Wechsel des Kornes und das Eintreten von Muscovit läßt den Vergleich mit Granulit nicht recht zu. Dagegen entwickeln sich Übergänge zu den aplitischen und pegmatitischen Adern.¹⁾

Einige von diesen Vorkommen wurden von mir als „Zweigliimmergneise“ beschrieben.

Die Paragneise.

Der Rest, der nach Ausschaltung der Orthogneise übrig bleibt, zeigt ein wesentlich anderes Verhalten. Vor allem ist die meist in schichtartigem Wechsel auftretende Veränderlichkeit des Gesteins bemerkenswert. Ganz abgesehen von den zahlreichen Einlagerungen von Marmor, Quarzit, Amphibolit zeigen die einzelnen Lagen einen fortwährenden Wechsel im Gehalt an Glimmer. Dabei ist der Glimmerreichtum im ganzen weitaus höher, so daß die Farbe der Felsen im allgemeinen einem dunkleren Graubraun entspricht. Eine schichtenartige Bänderung, eine Anfeinanderfolge von glimmerärmeren und glimmerreicheren Lagen ist sehr häufig. Ob sie stets einer ursprünglichen Schichtung entspricht, mag dahingestellt bleiben. (Vgl. die Erscheinungen beim Amphibolit.) In manchen Fällen ist dagegen Schichtung bestimmt angedeutet, zum Beispiel bei der Folge von Marmor- und Quarzitbänken.

Die Mannigfaltigkeit dieser Gesteine ist groß; doch kommen einige Typen mit größerer Beständigkeit immer wieder vor; zwei recht verbreitete sollen herausgegriffen werden: Schiefergneis und Glimmerschiefer. Beide werden öfter in Wechsellagerung angetroffen.

Schiefergneis.

Dieser verbreitete Typus entspricht ungefähr dem Schuppengneis der Waldviertel-Arbeit. Vom Gföhler Gneis unterscheidet ihn größerer Reichtum an Biotit, das gelegentliche Vorkommen von Granat gerade in den biotitreichen Lagen; ebenso kann Sillimanit

¹⁾ Vgl. die Arbeit von F. Reinhold: Pegmatit- und Aplit-Adern aus den Liegendenschiefern des Gföhler Zentralgneises im niederösterreichischen Waldviertel. Diese Mitt., 29, 43—147, 1910, namentlich Nr. 34, pag. 102.

in großer Menge eintreten. Unter den Feldspaten herrscht Plagioklas vor, und zwar zumeist ein Oligoklas, nicht selten mit inverser Zonenstruktur ausgestattet. Kalifeldspat tritt zurück, ja fehlt häufig. Quarz fehlt selten ganz, schwankt aber ganz beträchtlich; er kann zurücktreten bis zum Verschwinden, andererseits so zunehmen, daß Übergänge zum Quarzit entstehen.

Die Struktur bietet Beispiele von schönster Krystallisationschieferung. Selbst bei den gelegentlich vorkommenden Faltungen fehlt Kataklyse. Der Biotit tritt fast immer in gesonderten Einzelindividuen auf, nie in den Flasern wie im Gföhler Gneis.

Eigentümlich ist die Rolle des Muscovit. In manchen Lagen findet er sich reichlich, in anderen fehlt er ganz. Strichweise kann er den Biotit fast verdrängen; geht dann gleichzeitig der Plagioklas zurück — ohne indessen ganz zu schwinden — so entstehen richtige
Glimmerschiefer

die um so charakteristischer aussehen, wenn sich noch rundliche Granatkörner einstellen. An diesen sieht man selten scharfe Formen; doch kommen öfter erkennbare Ikositetraeder vor; so schöne Rhombendodekaeder, wie sie in manchen Teilen der Alpen bekannt sind, sucht man vergebens. Am häufigsten zeigen sich hanfkorn- bis erbsengroße rundliche Körner.

Neben dem Granat stellt sich bisweilen auch Staurolith, Turmalin, Disthen ein. Tafeln von schwarzem Eisenerz pflegen dann auch nicht zu fehlen.

Solche Glimmerschieferzüge lassen sich bisweilen in den östlichen Schiefergneisgegenden, wenn auch nur unbestimmt, abgrenzen, wie z. B. der Zug, der im Sirnitztal unterhalb Lengenfeld beginnt und sich über Loistal, Reith bis ins Stieferntal verfolgen läßt, ferner der Zug, der von Breitenreich über Dreieichen den Bittescher Gneis der moravischen Zone im Westen begrenzt und nach F. E. Suess in gleicher Situation sich noch viel weiter nach Norden erstreckt. In anderen Bezirken hat sich die Abtrennung von Glimmerschieferzügen nicht durchführen lassen; z. B. in den Abhängen des Kampitals bei Schönberg, wo Glimmerschiefer und Schiefergneis in der Farbe des letzteren vereinigt sind.

In dem Gebiet westlich vom Gföhler Gneis ist Glimmerschiefer fast unbekannt; und auch im Osten tritt er nirgends nahe an den Gföhler Gneis heran. Ob hier Unterschiede der Metamorphose vor-

liegen, oder ob Unterschiede des stratigraphischen Niveaus anzunehmen sind, läßt sich nach den jetzigen Erfahrungen noch nicht behaupten.

Wie die Analysen von Dr. R. Görgey dartun, unterscheiden sich typischer Schiefergneis und Glimmerschiefer in bestimmter Weise (An. IV und V). Beiden gemeinsam ist ein beträchtlicher Tonerdeüberschuß, der im Glimmerschiefer ($T=4.3$) größer ist als im Schiefergneis ($T=1.8$).

Dies zeigt sich auch deutlich in der Lage des Analysenpunktes im Dreieck Si U L. Beide weichen ebenso wie der Hornfelsgranulit (An. 4) von der Linie der Erstarrungsgesteine ab in der Richtung pelitischer Sedimente.

Dem Unterschied im SiO_2 -Gehalt kommt wohl keine tiefere Bedeutung zu. Zufällig wurde ein quarzreicherer Glimmerschiefer analysiert; aber es gibt sicher auch viel quarzärmere.

Wichtiger und bezeichnender scheint mir der Unterschied im Alkaligehalt zu sein. Im Schiefergneis überwiegt Na und Ca über K. Im Glimmerschiefer dominiert K.

Da nun nicht selten (ich beziehe mich namentlich auf Aufschlüsse bei Krems im Hohlweg zur Schießstätte) Schiefergneis und Glimmerschiefer in Bänken alternieren, so dürften Unterschiede in der primären Zusammensetzung des Sedimentes maßgebend sein.

Würde man einen etwas feldspathaltigen Sandstein für den Schiefergneis, feineren Tonschlamm für den Glimmerschiefer als Ursprungsmaterial annehmen, so könnte man sich vorstellen, daß die Plagioklasreste des Sandsteins zum Wachsen der Plagioklase während der Metamorphose Anlaß gäben, und dadurch könnte die Alkalibindung in dem Sinne gelenkt werden, daß schließlich Na_2O überwiegt. Feiner Tonschlamm dürfte dagegen während der Metamorphose vorzugsweise K_2O adsorbieren und dadurch Glimmerrbildung einleiten. Krystallisation von Granat, hauptsächlich Al_2O_3 und FeO bindend, könnte in beiden Materialien Platz greifen.

F. E. Sueß hat den Gedanken ausgesprochen, daß der Zug von Grenzglimmerschiefer zwischen der moldanubischen und moravischen Zone durch die geotektonischen Vorgänge bei der Überschiebung der moldanubischen Massen über die moravischen Antiklinalen durch eine Art Diaphthorese aus den moldanubischen Gneisen entstanden sei.

Diese Auffassung ist bestechend und wird von F. E. Sueß mit vielen guten Feldbeobachtungen gestützt. Vom chemisch-mineralogischen

Standpunkte ist es allerdings von vorneherein nicht ganz leicht, in der mechanischen Verarbeitung den Grund für solche chemische Unterschiede zu sehen, wie sie zwischen Schiefergneis und Glimmerschiefer tatsächlich vorhanden sind. Es wäre zu wünschen, daß diese wichtige Frage auch einmal von diesem Gesichtspunkt studiert würde.

Einlagerungen im Schiefergneis.

Über die Einlagerungen von Amphibolit wird in einem besonderen Abschnitt gehandelt werden.

Über die gelegentlichen Einlagerungen von graphithaltigen schwarzen Quarziten in den Schiefergneisen, deren größere Vorkommen in der Karte angedeutet sind, die aber auch sonst nicht fehlen, kann hier kurz hinweggegangen werden. Sie gehören zu den sichersten Kennzeichen, daß das ganze System, dem sie angehören, sedimentären Ursprungs ist. Größere in Abbau befindliche Graphitlager befinden sich außerhalb des dargestellten Gebietes im Süden und Westen. Innerhalb des Kartenblattes sind nur wenige Spuren von Graphitschiefer zu nennen, die wegen ihrer Geringfügigkeit in der Karte nicht ausgeschieden wurden; eines ist an der Straße von Weißenkirchen auf den Seybererberg bekannt, ein zweites ist spurenweise längs der Straße von Krems nach Egelsee im Alauntal aufgeschlossen.

Daß auch gelegentlich helle Quarzite auftreten, die sich durch Zurücktreten von Feldspat aus dem Schiefergneis entwickeln, wurde schon erwähnt. Öfter treten zusammen mit diesen Kalke auf. Die kleinen Kalklager des Ostflügels sind meist ziemlich wenig mächtig und unrein, durch lichtbräunlichen Biotit, Quarz und Plagioklas oft ganz unkenntlich gemacht.

Viel reicher und reiner sind die mächtigen Marmorlager im westlichen Gebiet, die nicht selten Tremolit, auch Salit enthalten. Bisweilen zeigen sie Übergänge in Augitgneise und sind so wie diese oft von Amphiboliten begleitet.

Die Augitgneise hat Dr. Himmelbauer zum Gegenstand eingehenden Studiums gemacht. Sie treten innerhalb der Schiefergneise bald in selbständigen Zügen auf, bald entwickeln sie sich aus Kalklagern durch Zunahme der Silikatbeimengungen. Zu den interessantesten Vorkommen gehören die kleinen, fast dichten, grau-grünen Gesteinslinsen, die im Schiefergneis als akzessorische Bestandmassen an vielen Stellen verbreitet sind.

Über die chemische Zusammensetzung geben zwei von Doktor v. Görgey ausgeführte Analysen Aufschluß, welche sich auf einen sehr calcitreichen Typus und auf einen calcitärmeren beziehen (An. VIII und IX). Im Dreieck Si U L weichen die Analysenpunkte von der Linie der Erstarrungsgesteine kräftig nach oben ab.

Amphibolite.

Eine sehr große Mannigfaltigkeit zeigen die Amphibolite. Dies lassen wohl die Unterscheidungen erkennen, die bei dieser Gesteinsgruppe in der Waldviertelarbeit gemacht wurden. Zunächst zeigt sich östlich von der großen Gföhler Gneismasse eine Gliederung in drei räumlich gesonderte Gruppen.

I. Gabbro und Amphibolit vom Loisberg.

Die eine ist hauptsächlich am Loisberg bei Langenlois entwickelt. Die eigentümlichen Verhältnisse, in denen hier deutlich erkennbarer Gabbro mit Amphiboliten in Verbindung tritt, wurden schon in der Waldviertelarbeit beschrieben. An Tatsachen ist nicht viel neues hinzuzufügen. Die Amphibolitmasse erscheint dort in halbdomeförmiger Lagerung dem Schiefergneis eingelagert. In der mittleren Partie an der Straße von Langenlois nach Schiltern treten im flasrig struierten Amphibolit Linsen und Knollen von wohlhaltenem Olivin-gabbro auf. Labrador, Diallag, Olivin, wenig titanhaltiges Erz sind die Gemengteile. Zwischen Olivin und Diallag einerseits, Labrador andererseits entwickeln sich Reaktionssäume, welche um den Olivin herum innen aus Anthophyllit, außen aus grüner Hornblende, um den Diallag herum nur aus Hornblende bestehen, gegen die dunklen Gemengteile scharf absetzen, in den Feldspat mit strahligen Spitzen hineinwuchern.

In einer nur wenige Zentimeter breiten Übergangszone zwischen den Gabbrokernen und dem Amphibolit überwuchern die Neubildungen von Hornblende, indem sich zugleich eine immer deutlichere Flasertextur entwickelt. Der Labrador verliert seine Zwillinglamellierung und erscheint als feinkörniges granoblastisches Aggregat. Zwischen den Feldspatresten entwickelt sich reichlich Zoisit in feinen, glasglänzenden, farblosen Säulchen. Stellenweise findet auch Granatbildung statt. In der Hauptmasse ist die Gabbrostruktur ganz verloren, hie und da erinnern noch gröbere, an Smaragdit mahnende Hornblenden an die pyroxenische Abstammung.

Jenseits des Zöbinger Baches sind unbedeutende, in der Karte nicht ausgeschiedene Amphibolitlagen zu sehen, welche vielleicht die Fortsetzung des Loisbergzuges gegen NO. andeuten.

Der genetische Zusammenhang aller dieser Amphibolitvarietäten wurde in der Waldviertelarbeit noch nicht erkannt. Erst die berühmte Arbeit Lehmanns machte mir klar, daß hier ein ausgezeichnetes Beispiel der Metamorphose eines Gabbrogesteins in Amphibolit Schritt für Schritt verfolgt werden könne.

Von diesem Gebiet liegen 2 Analysen vor: eine von dem unveränderten oder besser gesagt am wenigsten veränderten Gabbro, eine zweite von einer zoisitreichen Varietät, die übrigens durchaus nicht die herrschende ist. Vgl. die Analysen 9 und 10 in der Zusammenstellung von Dr. R. Görgey.

II. Gabbro-Amphibolit von Rehberg.

Ein zweiter Zug von Amphibolit läßt sich östlich von der zentralen Gföhler Gneismasse weithin verfolgen.

Er beginnt an den Abhängen des Kubberges bei Krems, ist bei der Lederfabrik im Kremstal auf beiden Ufern durch Steinbrüche aufgeschlossen, über den Maisberg hinweg ist er z. T. durch die auflagernden Schotter verdeckt, jedoch östlich von Rehberg wieder in großen Steinbrüchen entblößt und läßt sich hier durch mehrere Gräben bis an die Straße Imbach—Strazing verfolgen. Dann folgt eine Unterbrechung durch das breite Löffeld von Langenlois. Doch schon in den nördlichen Seitengräben des Sirnitzbaches ist er wieder erkennbar, kreuzt den Loisbach, steigt in bedeutender Mächtigkeit zum Dürnitzbüchel zwischen Langenlois und Stiefern auf und hört hier auf. Aber ungefähr einen Kilometer östlich taucht auf den Ostabhängen des Reithberges ein ganz gleichartiger Zug auf, der bei dem Schulhaus von Reith das Tal kreuzt und über Schmalz- und Klopberg sich im Zusammenhang bis Maiersch hinzieht. Auf dieser ganzen Strecke ist dieser Amphibolitzug im Liegenden durch kleine Serpentinstöcke begleitet; so in dem Graben zwischen Mais- und Goldberg östlich vom Rehberg, auf der Höhe zwischen Langenlois und Mitterberg, am Dürnitzbüchel, Reithberg und Klopberg.

In dem ganzen Zug ist das weitaus vorherrschende Gestein ein feinkörniger, ebenplattiger Amphibolit von grünlichschwarzer

Färbung.¹⁾ Namentlich das Hangende und Liegende des Lagers läßt diese Struktur gewöhnlich erkennen. In den mittleren Partien des Lagers treten zwischen den ebenschiefrigen Lagen etwas gröber körnige auf, in denen oft die Hornblenden größere, oft 1—2 cm messende Individuen bilden, die nicht völlig kompakt, sondern häufig wie ein parallelstengliges Aggregat erscheinen. An einigen besonders günstigen Vorkommnissen konnte ich nachweisen²⁾, daß hier höchst wahrscheinlich Pseudomorphosen nach Pyroxen vorliegen. Die Gesteinsmasse, in der diese Smaragdite liegen, enthält schwarzgrüne Hornblende und meist feinkörnigen Plagioklas, dessen Zusammensetzung ziemlichen Schwankungen ausgesetzt ist. In manchen Fällen ist ein ziemlich anorthitreicher Plagioklas nachzuweisen. Die Struktur ist oft eine auffallend flasrige, indem sowohl Hornblende als Plagioklas zur Ausbildung langgestreckter Kornfasern neigen.

In guten Aufschlüssen kann man sehen, daß diese flasrigen Varietäten, in denen die Smaragditkörner oft Knoten verursachen, in Form von Linsen von der dünnplattigen ebenschiefrigen Varietät umflossen werden, wie dies J. Lehmann von den Flaser-gabbros des sächsischen Granulitgebirges so anschaulich beschrieben hat.

Es unterliegt keinem Zweifel, daß wir es hier mit Amphiboliten zu tun haben, die durch Metamorphose aus ursprünglichen Gabbrogesteinen hervorgegangen sind. Um so auffallender ist die ebenschiefrige Ausbildung der am meisten veränderten Varietäten, die eine feine Schichtung vortäuschen, die durch den Wechsel hellerer, Hornblende-ärmer und dunklerer, Hornblende-reicherer Lagen höchst auffällig wird, zumal wenn sich an den hornblendereichen Lagen noch dünne Biotitlagen entwickeln, die wie die Bestege eines feingeschichteten Sedimentes wirken.

In diesen Amphiboliten ist die Hornblende immer deutlich grün, oft auffallend trichroitisch. Gelegentlich tritt etwas Salit, auch etwas Epidot ins Gewebe ein. Der farblose Gemengteil ist Plagioklas von mittlerem Anorthitgehalt. Granat findet sich sehr selten und immer nur nahe der Grenze des Lagers gegen die Schiefergneise;

¹⁾ Der normale Amphibolit der Waldviertelarbeit, l. c. pag. 295. Die dort befindliche Angabe von Orthoklas ist unrichtig; es sind unverzwillingte Plagioklase dafür gehalten worden.

²⁾ „Smaragditgabbro“ der Waldviertelarbeit, l. c. 360.

Apatit, Rutil, Titanit sind als Accessorien verbreitet. Epidot tritt bisweilen deutlich als pathologische Neubildung auf und tritt in Gegensatz zu den typomorphen Gemengteilen.

Zu den Gesteinen dieser Gruppe gehört eine Analyse, die in der Waldviertel-Arbeit unter Smaragditgabbro vom Dürnitzbiegel aufgeführt ist und sich auf einen grob flasrigen Gabbro-Amphibolit bezieht. Die allerdings nicht sehr vollkommene Analyse (Summe über 102) zeigt die große Verwandtschaft mit dem Gabbro von Langenlois an.

Im Vergleich mit dem früher genannten Amphibolit von Langenlois ist der Rehberger Zug durch die Seltenheit von Mineralen der Zoisit-Epidotgruppe verschieden. Bei starker mechanischer Umformung hat die Umkrystallisierung zwar zum fast völligen Verschwinden des Pyroxen geführt, aber der Plagioklas ist als solcher wieder auskrystallisiert.

In der Karte sind die beiden Amphibolitzüge I und II mit derselben Farbe dargestellt.

III. Körnigstreifiger Amphibolit (Amphibolitzug von Schiltern).

Die dritte Gruppe von Amphiboliten ist enge an die Nähe des Gföhler Gneises und der Granitgneise überhaupt gebunden. In der Waldviertel-Arbeit bereits wurde ihre Verschiedenheit von den übrigen Amphiboliten betont; sie wurden dort Dioritschiefer genannt; eine Bezeichnung, die ich nicht mehr anwenden möchte.

Petrographisch sind sie durch die Struktur unterschieden, sie sind rein granoblastisch; die typischen Varietäten zeigen ein ungewein einfaches Strukturbild: Hornblende von grünbrauner Farbe und Plagioklas sind in rundlichen Konturen ohne Andeutung von Kristallformen aneinandergespaßt. Sie bilden die Hauptgemengteile. Titanit in kleinen, weckenartigen Körnchen und Apatit sind gewöhnliche Accessorien. Rutil kann vorkommen oder fehlen. Granat und Biotit treten in einzelnen Varietäten auf. Granat zeigt häufig lichte Feldspatkränze in zentrischer Struktur. Kalifeldspat fehlt in den typischen Varietäten, Quarz ist jedenfalls selten.

Das Korn ist im allgemeinen gröber ($1\frac{1}{2}$ bis 3 mm) und gleichmäßiger als bei den schiefrigen Amphiboliten. Varietäten mit grob-fasriger, an Gabbro-Abstammung mahrender Struktur fehlen nicht,

sind aber weitaus seltener. Viele Vorkommen zeigen inverse Zonenstruktur der Plagioklase meist nur sehr zart angedeutet.

Biotitreiche Varietäten bilden Übergänge in Schiefergneis. (Siehe An. 5.)

Der Normaltypus hat Gabbro-Zusammensetzung (Görgeys Analyse VI).

Ein analysierter Granat-Amphibolit (Analyse VII von Görgey) weicht durch Zurücktreten des Na_2O ab; das ist wohl charakteristisch; ob auch die Zunahme von SiO_2 die Granat-Amphibolite durchweg charakterisiert, möchte fraglich sein.

Eine interessante Nebenreihe bilden die Varietäten mit zunehmendem Plagioklas, abnehmender Hornblende (Anorthit-Diorit-Schiefer der Waldviertel-Arbeit). Je plagioklasreicher das Gestein, desto anorthitreicher ist der Plagioklas. Hier liegt offenbar ein Analogon zu den Anorthositen vor, und diese Gesteine sollten Anorthosit-Amphibolite genannt werden. Die Analysen 6, 7, 8 geben diese Reihe an. Auch die Analyse der diallagarmen Olivingabbro vom Loisberg (An. 9) liegt auf diesem Seitenzweig, der im Dreieck $a_0 c_0 f_0$ schön zum Ausdruck kommt. (Siehe Fig. 6, pag. 245.)

Eine Abschwenkung in entgegengesetzter Richtung, gegen den f_0 -Pol deutet die nächste Varietät an, die auf der Karte durch eine besondere Farbe dargestellt ist.

Die typischen körnigstreifigen Amphibolite sind an die Nachbarschaft des Gföhler Gneises gebunden. Während augenscheinlich der chemische Typus eines ziemlich basischen Gabbrogesteines mit den bei Gabbro bekannten Differentiationen der gleiche bleibt, ändert sich Mineralbestand und Struktur bei Annäherung an den Gföhler Gneis:

Entfernung vom Gföhler Gneis:

- | | | |
|------------------|--------|---|
| Loisberg: | 8 km | Erhaltene Gabbrokerne, in den geschichteten Teilen tritt Zoisit als typomorpher Gemengteil auf. |
| Rehberger Zug: | 2—4 km | Pyroxen verschwunden: Smaragdit. In einzelnen Linsen noch Andeutung von Gabbrostrukturen. Epidot nur als gesteinsfremde Neubildung. |
| Schilterner Zug: | 0—1 km | Struktur granoblastisch, jede Erinnerung an Mineralbestand und Struktur von Gabbro verschwunden. |

IV. Diallag-Amphibolit.

Die 4. Gruppe von Amphiboliten umfaßt den bis jetzt ausschließlich in Begleitung des Granulit des Kamptales bekannten Diallag-amphibolit, der in jüngster Zeit durch R. Grengg genauer studiert worden ist.¹⁾ Granat, ein flaschengrüner Omphacit mit Diallagstruktur, braune Hornblende, viel titanhaltiges Erz, zurücktretende Plagioklase von mittlerem Anorthitgehalt, accessorisch rhombischer Pyroxen sind die Gemengteile dieses sehr eigenartigen Gesteins, das in normale körnigstreifige Amphibolite übergeht.

Die Analyse einer Probe von der Straße von Steinegg nach St. Leonhard läßt sich zwar ungezwungen auf Eruptivmaterial deuten und entspricht einer Gabbromischung, aber eine stoffliche Abweichung liegt im Zurücktreten des Kalkgehaltes und in dem großen Gehalt an Eisenoxyden, der sich in dem reichlichen Erzgehalt des Gesteins und in der tiefen Färbung der Amphibole und Granaten ausspricht. So weit also bis jetzt die Erfahrungen reichen, unterscheidet sich der Diallagamphibolit nicht nur durch Mineralbestand und Struktur, sondern auch stofflich von den anderen Amphiboliten. (Vgl. An. 12 in der Zusammenstellung von Dr. Görgey.)

V. Fragliche Amphibolit-Typen.

Eine Gruppe von Amphiboliten harrt bisher noch genaueren Studiums. Im Seyberer Gneis (siehe S. 28) sind häufig (aber nicht immer) die Lagen und Linsen des Augitgneises von dunklem Amphibolit umschlossen. Es wird kaum angehen, diese Amphibolite als Abkömmlinge von basischen Eruptivgesteinen abzuleiten. Die Erscheinung im Anstehenden spricht für Entstehung dieser Gebilde durch eine Reaktion zwischen dem kalkreichen Material des Augitgneises und der kalkärmeren Umgebung. Damit wird vielleicht auch auf die ungewein häufigen verschwimmenden Übergänge zwischen Amphibolit und Schiefergneis, die namentlich im westlichen Teil des Schiefergneises ungewein verbreitet sind, Licht geworfen.

Hier ist noch eine Lücke unserer Kenntnisse und ein weites Feld für fernere Studien. Es wird sich darum handeln, diese Kalkamphibolite von den Gabbro-Amphiboliten unterscheiden zu lernen; wenn dies erreicht ist, wird man vielleicht manche der den Augit-

¹⁾ Roman Grengg: Der Diallag-Amphibolit des mittleren Kamptales. Diese Mitt. 29, pag. 1—42, 1910.

gneis und den Marmor begleitenden Amphibolitzüge bestimmter deuten können.

Im Osten, im Gebiet von Schönberg und noch mehr in der Region südwestlich von der Hauptmasse des Gföhler Gneises wird die Scheidung von Amphibolit und Schiefergneis sehr erschwert. Einerseits sind ungemein zahlreiche Einlagerungen von Amphibolit im Schiefergneis vorhanden, die nur geringe Mächtigkeit haben, so daß eine Verfolgung der einzelnen Lagen selbst bei sehr günstigen Aufschlüssen kaum möglich ist. Andererseits finden sich zwischen beiden Typen wirkliche Übergänge. Im Amphibolit stellt sich auf den Schieferungsflächen mehr und mehr Biotit ein, im Schiefergneis mischen sich rabenschwarze Hornblendesäulchen dem biotitreichen Gestein bei.

Infolgedessen ist die Abgrenzung der Gebiete, in denen Amphibolit und in denen Schiefergneis vorherrscht, sehr dem subjektiven Ermessen anheimgegeben, bei dem Maßstab der Karte stellenweise überhaupt gar nicht durchführbar.

Leider sind diese Übergänge noch wenig untersucht. Es scheint mir, daß viele von diesen Gesteinen nicht gerade auf eruptive Beimengungen (etwa Tuffite) zurückzuführen sind; vielmehr werden auch an Kalk etwas reichere Sedimente zur Bildung dieser Übergangsgesteine Anlaß geben können.

In der Karte haben diese Amphibolite, sofern sie überhaupt ausgeschieden wurden, dieselbe Farbe erhalten wie die körnigstreifigen Amphibolite des Schilterner Zuges.

Olivinfels und Eklogit.

Olivinfels und daraus hervorgegangener Serpentin sind im Waldviertel sehr verbreitet. Wie schon in der Waldviertelarbeit hervorgehoben wurde, ist der Granulit regelmäßig von einem pyrop-hältigen Olivinfels begleitet; der Pyrop ist stets mit der Kelyphithülle umgeben, die zu eingehenden Untersuchungen Anlaß gegeben hat.¹⁾ Die Zusammensetzung der Kelyphithülle aus Spinell, monoklinem und rhombischem Pyroxen konnte nachgewiesen werden.

Im Bereich dieses Pyrop-Olivinfels tritt auch der Eklogit des Waldviertels auf; selten beobachtet man ihn anstehend; bei

¹⁾ J. M r h a, Beiträge zur Kenntnis des Kelyphits. Diese Mitt., 10, pag. 111, 1900.

Wanzenau waren am Straßenrand Linsen und Schlieren von Eklogit im anstehenden Serpentin zu sehen; an der Brünnel-Leiten kennt man Lesesteine von prachtvollem Eklogit, die nur aus dem Pyropserpentin stammen können. Das Vorkommen von Altenburg bestand nur aus Lesesteinen. Von diesem Fundort liegt eine Analyse vor, ausgeführt von Max Schuster im Laboratorium E. Ludwig. (An. 13 in der Zusammenstellung von Dr. R. Görgey.) Sie läßt sich wie so viele andere Eklogit-Analysen auf ein Mg-reiches Gabbromagma deuten.

Der Mineralbestand dieser Eklogite ist im wesentlichen eine Anhäufung derjenigen Minerale, welche im Pyrop-Olivinfels akzessorisch auftreten: pyropähnlicher Granat und ein oft durch Cr intensiv grüngefärbter monokliner Pyroxen sind die Hauptgemengteile.

Mit dem Pyrop-Olivinfels kommt ein seltsames Gestein vor, ein reiner Biotitschiefer. Lesesteine davon wurden zuerst bei der Exkursion des internationalen Geologenkongresses 1903 in einem seichten Granulit-Steinbruch bei Wanzenau gefunden. Ich vermochte damals über Auftreten dieses sonderbaren Gesteins keine Auskunft zu geben. Später fand ich es anstehend in undeutlichen Aufschlüssen im Pyropserpentin der Brünnel-Leiten bei Wanzenau. Es besteht aus lichtbraunem Biotit mit ziemlich viel Apatit und Erztäfelchen. Nähere Untersuchungen fehlen.

So wie der Granulit, hat auch der Gföhler Gneis seine Begleiter von bronzitführendem Olivinfels. Sie sind besonders am Südrand der Gföhler Gneismasse bei Weißenkirchen, Dürnstein, Rothenhof, Senftenberg bekannt. Nie wurde hier Pyrop gefunden. Häufig beobachtet man die Bildung von Anomit, Strahlstein und Anthophyllit auf Kosten des Olivinfels; das erste Mineral liegt stets zunächst dem Granitgneis, das letzte umsäumt den Olivinfels.

Aber auch scheinbar unabhängig von den Gneisintrusionen tritt Olivinfels und davon abzuleitender Serpentin auf. Eine lange Kette von kleineren und größeren Vorkommen begleitet den Gabbro-Amphibolitzug von Rehberg bis zum Klopfburg; ebenso sind im Westen von Wegscheid über Rastenberg bis Felling Serpentinstücke in einer langen Folge aufgereiht, die keine Beziehung zu einer der Intrusivmassen erkennen lassen. So hat auch hier das Auftreten des Olivinfels manches Rätselhafte. Die Stücke in der Begleitung der Gabbro-Amphibolite erinnern an die häufige Vergesellschaftung von Perido-

titen und Gabbrogesteinen (zum Beispiel im schlesischen und im Harzer Gabbrogebiet, im Ural usw.). Das Auftreten im Granulit und am Rande der großen Granitgneismassen ist aber durchaus eigenartig. Aus den Umwandlungen bei Dürnstein möchte man schließen, daß die Intrusion des Gföhler Gneises jünger sei als die Bildung des Olivinfelses. Doch könnte man auch an Reaktionsmäntel denken, die sich während der Metamorphose gebildet haben. Die Eigenart des Pyropserpentin in Begleitung des Granulit spricht für einen genetischen Zusammenhang dieser Gebilde; man könnte etwa an eine sehr weit gehende Differentiation und reinliche Spaltung in das an Alkalien, Kieselsäure und Tonerde reiche Granulitmagma und das an Kieselsäure arme, an Magnesia reiche Peridotitmagma denken.

Lagerungsverhältnisse.

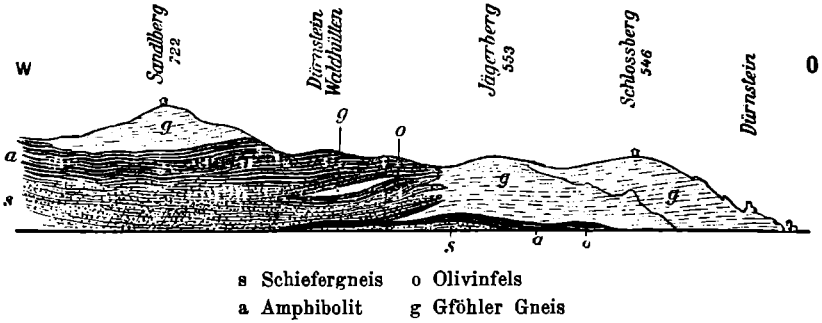
Die eingehenden Beobachtungen im Felde haben das von Czjzek gegebene Bild einer im großen und ganzen flach muldenförmigen Lagerung der krystallinen Schiefer in dem durch den Gföhler Gneis beherrschten Territorium nicht wesentlich modifiziert.

Die moravischen Gneise und Schiefer fallen mantelförmig von dem Maissauer Granit ab und nach Westen und Süden unter die moldanubischen ein. In der Hauptmasse der letzteren bildet der schwebend lagernde Gföhler Gneis den Kern einer Mulde; im mittleren Teil, etwa in dem durch das Kremstal gelegten Durchschnitt von Langenlois im Osten nach Hohenstein und Felling im Westen, ist dieses Schema regelmäßig entwickelt. Nur um den Loisberg herum ist eine kleine Störung zu bemerken. Die Schiefergneise, denen die Zoisit-Amphibolite mit Gabbrokernen eingelagert sind, bilden ein halbdomeförmiges Gewölbe. Von hier an fallen alle Lagen mit mittleren bis flachen Winkeln nach Westen unter den Gföhler Gneis ein, dessen äußerste Lagen ein recht flaches Westfallen zeigen. Im Westen fallen die Amphibolite, Schiefergneise, Marmore unter dem Gföhler Gneis wieder auftauchend zunächst sehr flach, dann zunehmend steiler bis zu 30°—40° gegen Osten.

Im Süden zeigt sich dagegen in dem von der Wachau gegebenen Querschnitt eine Abweichung vom Schema. Zwar fällt im Osten (Krems, Kremstal, Alauntal, Fig. 2) die Serie der Schiefergneise mit ihren Einlagerungen mit größter Regelmäßigkeit gegen West unter Winkeln von etwa 30°. Auch hier wird die Neigung

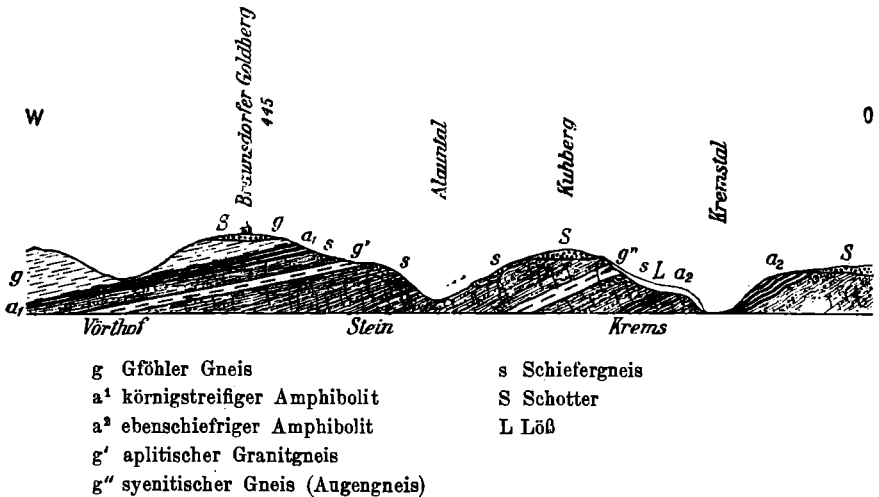
flacher, wenn man sich dem Gföhler Gneis nähert und in dem wal-
digen Plateau nördlich von Dürnstein sieht man den Gföhler Gneis
schwebend lagern.

Fig. 1.



Aber dort, wo der Gföhler Gneis von den im Westen wieder
auftauchenden Amphiboliten und Schiefergneisen abgelöst wird, hat

Fig. 2



2 Profile durch den West- und Ostrand der Gföhler Gneismasse längs des nörd-
lichen Donaufers. Zwischen beiden liegt eine ungefähr ebenso ausgedehnte,
schwebend gelagerte Masse von Gföhler Gneis.

man im Gföhler Gneis eine merklich nach W einfallende Parallel-
struktur, die an den Felstürmen hinter der Ruine Dürnstein recht
gut beobachtet werden kann (Fig. 1).

In den Steinbrüchen oberhalb Dürnstein beobachtet man fast stets schwebende Lagerung der Gneise und Amphibolite, trotzdem die Grenze zwischen Gföhler Gneis und seinem Liegenden in dem Gehänge allmählich in die Höhe steigt, so daß um die zerstreuten Höfe von Dürnstein-Waldhütten die Liegendamphibolite des Gföhler Gneises anstehen und noch ein tüchtiges Stück am Abhang des Sandlberges hinaufreichen. In dem Gehänge lassen sich deutlich zwei in die Amphibolite und Schiefergneise eindringende Lagen von Gföhler Gneis verfolgen; die eine scheint mit der Hauptmasse zusammenzuhängen, die andere westliche ganz isoliert in Amphiboliten zu stecken. Auf der Kuppe des Sandlberges findet sich eine schwebend gelagerte Partie von Gföhler Gneis und erst weiter westlich bei Weinzierl stellt sich regelmäßiges Ostfallen ein.

Längs dieser ganzen Grenze herrschen, wie in der Regel, nächst dem Gföhler Gneis die Amphibolite, in größerer Entfernung davon die Schiefergneise.

Eine isolierte Partie von Gföhler Gneis, welche am Ostabhang des Weitenberges nördlich von Weißenkirchen eine Reihe von felsigen Vorsprüngen bildet, scheint eine durch Erosion von ihrem Zusammenhange mit dem Sandlgneis abgetrennte Partie darzustellen; sie senkt sich merklich nach Süd und dürfte jenseits der Donau bei Kienstock ihre Fortsetzung haben.

Diese Verhältnisse lassen sich durch eine Faltung des SW-Randes der Gföhler Gneismasse erläutern. Die äußerst intensiven, mit starker Durchaderung verbundenen Kleinfaltungen in der Region zwischen Dürnstein und Weißenkirchen lassen sich mit dieser Vorstellung vereinigen. Bei aller Unregelmäßigkeit im einzelnen folgen sie doch einem bestimmten Faltungstypus: flache W-fallende und steile O-fallende Falten-schenkel, mitunter nach O überschlagene Fältelungen sind die Regel.

Diese Lagerungsverhältnisse sind in den beiden Figuren 1 und 2 etwas schematisiert zur Darstellung gebracht. Zwischen dem Ostende des oberen und dem Westende des unteren Profils liegt eine Partie von schwebendem Gföhler Gneis, die ungefähr ebenso ausgedehnt ist als jedes der gezeichneten Profile.

Verhältnis von Gföhler Gneis zum Schiefergneis.

Wo man im Gebiet unserer Karte von Osten kommend durch die mächtige Folge von Schiefergneis sich dem Gföhler Gneis nähert, beobachtet man folgende Erscheinungen:

In großer Entfernung vom Gföhler Gneis, also etwa in den Abhängen des untersten Kremstales bei Krems, tritt uns feinschuppiger Schiefergneis entgegen, deutlich schichtenartig geplattet. Das Gestein ist beinahe dicht, die feinen Biotitschüppchen messen nach Zehnteln von Millimetern, die Plagioklase sind nicht viel größer. Die Einlagerungen von Amphibolit gehören den ebenschiefrigen Varietäten an, die noch Linsen mit erhaltenen Resten von Gabbrostruktur zeigen.

Weiter westlich vorschreitend stellen sich zunächst Einlagerungen von hellen Intrusivgneisen ein, die bald mehr an Aplit, bald an Pegmatit erinnern. Der Schiefergneis wird allgemein gröber, zeigt vielfache Faltungen und Anschmiegen an die in Linsen zerzogenen pegmatitischen Einlagerungen.

Die Plagioklase des Grundgewebes treten in der Größe von mehreren Millimetern auf, die Biotitschuppen erreichen Dimensionen von mehreren Quadratmillimetern. Sillimanitführende Lagen stellen sich ein. Die Amphibolite zeigen gleichfalls gröberes Korn und Neigung zu sandigem Zerfall (körnigstreifiger Amphibolit). Dann finden sich die ersten Lager von hellem Gföhler Gneis, die öfter ein paarmal mit den Amphiboliten alternieren, ehe man in das eintönige Granitgneissmassiv eintritt.

Dieselben hochkrystallinen Schiefergneise tauchen auch im Westen unter dem flachen Gesteinskörper des Gföhler Gneises wieder auf, und es entsteht die Frage, ob man in dieser Zunahme der Krystallinität denn etwa noch eine Kontaktwirkung des Intrusionskörpers des Gföhler Gneises zu erblicken habe?

Dies würde als bewiesen gelten können, wenn sich dieselbe Reihe von Erscheinungen auch westlich in umgekehrter Reihenfolge nachweisen ließe. Das ist aber bis jetzt nicht unzweifelhaft dargetan; der Westen ist noch zu wenig genau untersucht. Es könnte auch sein, daß die erwartete Erscheinung verdeckt würde durch eine in ganz großem Maßstabe zunehmende Krystallinität bei der Annäherung an die in Entfernungen von 10—20 km westlich auftretenden südböhmischen Granitmassive, die nach den weitausgreifenden Untersuchungen von F. E. Sueß ohne Zweifel vorhanden ist.

Nicht immer ist die Grenze zwischen Schiefergneis so scharf wie in der Regel am Ostrand oder bei Dürnstein. In dem Gebiet west-

lich von Gföhl scheint sich ein allmählicher Übergang einzustellen, wie Himmelbauer berichtet. Man vergleiche seine Darstellung.

Adergneise, Seyberer Gneis.

Eine sehr auffallende Erscheinung ist die Durchaderung der Schiefergneise durch feldspat- und quarzreiche Aggregate. Sie wurde von F. Reinhold¹⁾ zum Gegenstand eines besonderen Studiums gemacht. Diese Durchaderung ist nicht gleichmäßig im ganzen Raume entwickelt. Unverkennbar ist eine stärkere Durchaderung bei Annäherung an den Gföhler Gneis in dem Raume südöstlich von der Gföhler Gneismasse. Insbesondere stark geadert sind aber die Partien längs des Donaufers von Dürnstein bis Weißenkirchen. Hier könnte allerdings die Lage im Kern der Antiklinale mitgewirkt haben. Ferner die Umgebung von Rosenberg; auch hier ist eine recht intensive Faltung vorhanden.

Während diese Regionen sich an die Grenze des Intrusivgneises halten, befindet sich eine fernere Region starker Durchaderung, östlich vom Kamptal im Doppelgraben, ziemlich fern von den Intrusivmassen, welche so wie die übrigen mit gröberer krystalliner Textur verknüpft ist²⁾; auch die reichliche Durchaderung am Eichberg und bei Dreieichen ist mit keinem der Intrusivkörper räumlich enge verknüpft.

Besonders auffällig sind diese Aderungen in den Amphiboliten, wo zweierlei Erscheinungen damit verbunden sein können: entweder ist der Amphibolit von den Grenzen der Ader aus reichlich mit Biotit durchsetzt, oder — was besonders bei unscharfer Begrenzung der Ader eintritt — die Hornblenden des Gesteins werden im Bereich der Ader merklich größer als sonst im Gestein. Häufig treten dann größere Hornblendekörner und Säulen auch im lichten Adermaterial selbst auf.

Sonderbare Zerbrechungserscheinungen zeigen die Aplit-Adern im Marmor und Augitgneis bei Spitz. Von F. E. Suess³⁾ wurden sie nebst anderen ähnlichen eingehend geschildert. Lehrreich ist dabei, daß Säume von Silikatgemengen, namentlich aus lichtgrünem Augit

¹⁾ F. Reinhold, Aplit und Pegmatitadern in den Liegendenschiefern des zentralen Gföhler Gneises im niederösterreichischen Waldviertel. Diese Mitt., 29, pag. 49—147, 1910.

²⁾ G. Firtsch, Minerale aus dem Kamptale. Diese Mitt., 26, pag. 243, 1907.

³⁾ F. E. Suess, Beispiele plastischer und krystalloblastischer Gesteinsumformung. Mitt. Geol. Ges., Wien, 2, pag. 250, 1909.

und Plagioklas bestehend, nicht nur die Intrusionsgrenzen der Ader, sondern auch die Bruchgrenzen umziehen, ein deutlicher Beweis, daß die metamorphen Vorgänge nach der Injektion noch fort dauerten, als der Aplit schon erstarrt war. Der Marmor zwischen den Bruchstücken zeigt in der Regel keine Spur von Zerbrechung, sondern umhüllt, als ob er vollkommen plastisch gewesen wäre, die Bruchstücke des Aplitganges.

Wo solche Aplit- und Pegmatitgänge Schiefergneis und Amphibolit durchsetzen, zeigen die ersteren oft eine sehr verworrene Faltung, in der kein Einhalten bestimmter Richtungen zu sehen ist, wie es bei den alpinen Faltungen oft so deutlich wird. Die Falten sind abgerundet, gekrümmert und trotz der durch diese Faltenbilder dokumentierten Bewegungen sind die einzelnen Mineralindividuen nicht im geringsten kataklastisch mitgenommen. Alle Verschiebungen, Verstauchungen etc. sind durch Umkrystallisieren ausgeglichen.

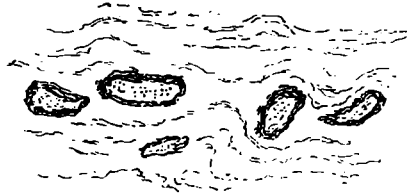
Die Amphibolite zeigen in solchen Gebieten die Neigung, sich zu plumpen Linsen zusammenzuballen, um welche die Schiefergneislagen sich weich herum schmiegen. Oft sind gerade hier die richtungslos körnigen Granatamphibolite in ihrer schönsten Entwicklung zu sehen.

Augitgneislagen im Schiefergneis sind häufig in einzelne Stücke zerrissen, zu Linsen oder Sphäroiden geformt und von Reaktionsmänteln von Amphibolit umgeben. Vgl. Fig. 3.

Alle diese Erscheinungen wurden z. T. schon in der Waldviertelarbeit beschrieben und abgebildet. Die buntscheckigen Gneismassen dieser Ausbildung wurden als Seyberer Gneis bezeichnet.

Offenbar bezeichnen diese Bildungen ein besonders hohes Maß von molekularer Beweglichkeit und man wird nicht fehlgehen, wenn man die reichliche Durchaderung mit aplitisch-pegmatitischem Material, in dessen Begleitung gewiß Mineralisatoren nicht gefehlt haben, als eines der bedingenden Momente auffaßt.

Fig. 3.



Maßstab 1:12. Kleine Linsen von Augitgneis (punktiert) umgeben von Amphibolit im Schiefergneis. Felswand an der Straße N von Weißenkirchen.

An vielen Stellen ist zu erkennen, daß die Durchaderung nicht in einem Akt erfolgte, daß sie sich wiederholte, und man bemerkt, daß die inniger mit dem Nebengestein verschweißten Adern mit von der Faltung und Bewegung ergriffen wurden; während andere, später gekommene Adern mit scharfen Grenzen und geradlinig durchsetzen.

Aus allen diesen Beobachtungen ergibt sich, daß in diesem „Seyberer Gneis“ zwar eine besonders intensive Umbildung stattfand, die aber doch noch kaum eine eigentliche Einschmelzung darstellte. Das wiederholte Spaltenwerfen, die einander durchsetzenden Adern widersprechen dem ebensowohl als die stellenweise wenigstens scharfe Abgrenzung der Reaktionsmäntel der Marmor- und Augitgneislinsen. Die Temperatur des Ganzen muß wohl etwas niedriger gewesen sein als die Erstarrungstemperatur der injizierten Pegmatit- und Aplitmagmen, aber hoch genug, daß die Bildung hydroxylreicherer Silikate, wie Chlorit und selbst Epidot, ausgeschlossen war. Hand in Hand damit geht das Vorkommen von Plagioklasen sehr verschiedener Mischungsverhältnisse von Albit- und Anorthit-Substanz von den albitreichen Oligoklasalbiten der Pegmatite bis zu den Bytowniten der anorthositähnlichen Amphibolite.

Ob diese Aplit-Pegmatit-Injektion mit der großen Gneismasse des Gföhler Gneises in Zusammenhang zu denken ist, möchte ich nicht mit Bestimmtheit als bewiesen ansehen. Manche Umstände scheinen allerdings dafür zu sprechen. Ich konnte nicht beobachten, daß die Durchaderung, die in den Amphiboliten und Schiefergneisen so lebhaft ist, in den Gföhler Gneis übergreift. Zwar hat der Gföhler Gneis seine Pegmatitschlieren, allein die verhalten sich doch recht deutlich anders als das Geäder in den Schiefergneisen. Trotz der Ähnlichkeit, die bezüglich des Plagioklases im Geäder und im Nebengestein zu beobachten ist, stehen die Adern den Schiefergneisen und Amphiboliten als etwas fremdes gegenüber; im Gföhler Gneis entwickeln sich die pegmatitischen Schlieren ohne scharfes Salband aus dem Gesteinsgewebe und die großen Feldspat- und Quarzindividuen des Pegmatites wurzeln gleichsam im Nebengestein.

Im großen und ganzen scheint allerdings die Durchaderung der Schiefergneise mit der Annäherung an den Gföhler Gneis zuzunehmen. Jedoch ist das Maximum der Durchaderung nicht in der unmittelbarsten Nachbarschaft des Gföhler Gneises zu beobachten.

In den Profilen, welche die Seitentäler des Kremstaales darbieten, glaubte ich öfter wahrzunehmen, daß die Schiefergneise in der nächsten Nachbarschaft der Granitgneisgrenze ärmer an Adern, dafür aber gröberkörnig und feldspatreicher werden, als ob hier die Imprägnation mit dem „Granitsaft“ nicht in Gestalt von Adern, sondern mehr in Form einer allgemeinen Imprägnation mit Feldspat erfolgte. Aber auch diese Feldbeobachtungen entbehren noch der petrographischen Nachprüfung. Wenn ich aus meinen früheren Untersuchungen schließen darf, so bestehen diese Feldspate wesentlich aus Plagioklasen; und wie reimt sich die Imprägnation mit Kalknatronfeldspat zu einem Intrusivgestein von entschiedener Kalivormacht?

Aufschlüsse am Kontakt.

Leider sind nur wenige Stellen vorhanden, wo man die Berührung zwischen dem Gföhler Gneis und dem Liegenden gut beobachten kann. Die eine Stelle bei Vörthof westlich von Stein gab früher gute Aufschlüsse, sie ist aber jetzt sehr verstürzt und verwittert.

Ich nahm vor einigen Jahren dort folgendes Profil auf (Fig. 4):

g Gföhler

Gneis, licht, biotitarm, feldspatreich.

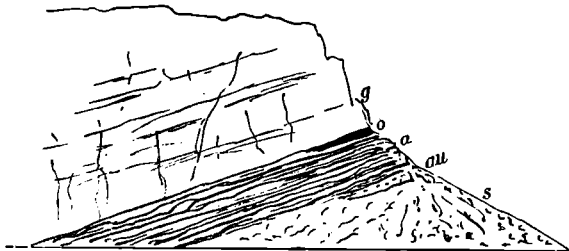
a Körnigstreifiger Amphibolit, gebändert, z. T. mit Linsen von grobflaseriger Struktur und einzelnen großen Hornblendekörnern, die bis 2 cm erreichen.

o Nur in der Höhe sichtbar lichtgrüner, sehr zersetzter Serpentin.

au Eine kleine Linse von lichtgrünem Augitgneis.

s Schuttkegel von fibrolithführendem Schiefergneis.

Fig. 4.



Profil bei Vörthof.

g Gföhler Gneis, o zersetzter Serpentin, a körnig-streifiger Amphibolit, au Augitgneis, s Schuttkegel, Schiefergneis.

Das entsprechende Profil am Westrand der Gföhler Gneismasse war früher in Fenningers Steinbruch NW von Dürnstein ausgezeichnet zu sehen. Gegenwärtig ist die Lokalität durch einen kolossalen Berg-

sturz von Gföhler Gneis zugedeckt und die Reste des von mir in der Waldviertelarbeit mitgeteilten Profiles nur mit einiger Gefahr zu begehen, da die steilen Felswände des Gneises mit Einsturz drohen. Alle Glieder unter dem Gföhler Gneis sind dort viel mächtiger.

Der Amphibolit ist klotzig, wenig deutlich gebankt, aber stark geadert. Außer dem aus ungefähr $\frac{2}{3}$ Hornblende und $\frac{1}{3}$ Plagioklas bestehenden Hauptgestein kann man eine granatführende Varietät sammeln, die gewöhnlich etwas Biotit führt. Auch der granatfreie Amphibolit enthält etwas Biotit; ein solches Handstück ließ Grubenmann analysieren. (Siehe An. 5 bei Dr. Görgey.)

Im Amphibolit war 1880 ein Lager von Marmor zu sehen; dieses ist gänzlich verschwunden. Unbedeutende Reste eines unreinen Augitgneises finden sich am NW-Rand des Steinbruches.

Über dem Amphibolit liegt Olivinfels mit zentimetergroßen Bronziten. Wenn frisch, ist er licht graugrün gefärbt. Über dem Olivinfels liegt Gföhler Gneis; ein Handstück von hier hat Dr. Görgey analysiert (An. II).

Der Olivinfels ist gegen den Gneis zu in Schollen von verschiedener Größe aufgelöst, jede von einer zirka $1\frac{1}{2}$ cm starken Hülle von grobfaserigem Anthophyllit umhüllt, der in der äußeren Partie ganz wenig lichtgrünen Strahlstein aufnimmt. Diese Knollen liegen in einem Aggregat von wirrschuppigem Anomit, der häufig arg verwittert ist.

Knollen und Scherben des Olivinfels sind auch in dem Gföhler Gneis eingebettet. Die kleinsten, etwa walnußgroßen sind ganz in ein Aggregat von Biotit verwandelt. Etwas größere enthalten noch einen Kern von grünem Strahlstein allein, oder von Strahlstein außen und Anthophyllit innen. Die größten endlich den Olivinfels selbst.

Der Gneis ist vom normalen nicht merklich verschieden, vielleicht etwas reicher an größeren Biotitschuppen, die sich von den durch Umwandlung des Olivinfels entstandenen Nestern aus im Gestein zu verbreiten scheinen.

Das sieht nun sehr nach fremden Einschlüssen in einem Eruptivgestein aus.

Erinnert man sich aber an die Zerbrechungen der Augitgneislagen im Seyberer Gneis, an die Auflösung der Aplitgänge in eckige, von Reaktionsmänteln umgebene Bruchstücke, an die Breccien zwischen Diallag-Amphibolit und kalkspatreichem Augitgneis, welche Grengg

beschrieben hat, so wird man vorsichtig in der Beurteilung solcher Umschließungen. Und so möchte vielleicht die in der Waldviertelarbeit gegebene Deutung der Anthophyllitknollen im Gneis, welche voraussetzt, daß Olivinfels und Gneis präexistent in Berührung waren und erst während der Metamorphose die Reaktionsmäntel entwickeln, das richtige treffen.

Allenfalls würde die Annahme einer zeitlichen Folge: erst Umwandlung, dann mechanische Verschiebung, die dort zu scharf betont wurde, aufzugeben sein. Beide Vorgänge haben wohl ineinander gegriffen. Eine Frage habe ich mir dabei noch vorgelegt: Wie kommt es, daß die Umwandlung zum Stillstand kommt? warum ist nur immer ein Teil des Olivinfels in Biotit, ein anderer in Anthophyllit verwandelt, ein Rest unverändert geblieben?

Zwei Momente können dafür maßgebend gewesen sein: 1. Die Umwandlung braucht Zeit; hält man diesen Gedanken fest, so muß man dann zugeben, daß die für die Metamorphose günstigen Umstände zeitlich begrenzt waren.

2. Die Umwandlung brauchte einen Vermittler: Lösungen, Mineralisatoren, Gase oder was man sonst annehmen will. Wenn nun eines der Reaktionsprodukte (der Biotit) dieses Vehikel bei seiner Bildung verbraucht, so wäre damit auch ein Ende des Prozesses abzusehen vor Erreichung eines vollständigen Gleichgewichtes.

Es ist immerhin sehr merkwürdig, daß sowohl die Amphibolitküllen um die Augitgneise (Fig. 3) als die Anthophyllitmäntel um die Olivinfels-Bruchstücke ungefähr gleiche Stärke von etwa 1 bis 1.5 cm haben. Die Reaktionsmäntel um Aplit im Augitgneis von Spitz sind meist schwächer.

2. Die krystallinen Schiefer zwischen dem mittleren Kremstal und der Horner Bucht.

Von Alfred Himmelbauer.

Einleitung.

Das Gebiet, dessen geologisch-petrographische Aufnahme ich übernommen hatte, ist im Norden durch die Horner Bucht, im Osten durch den Abfall des Manhartsberges begrenzt, hier an die Aufnahmen von Herrn Dr. F. Reinhold anschließend; im Süden reichten meine Aufnahmen bis zu einer Linie, die auf der Karte etwa durch die

Punkte Zöbing—Mittelberg—Unter-Meißling gegeben ist — Anschluß an das Aufnahmegebiet von Herrn Prof. Dr. F. Becke —, im Westen endlich wurde als Grenze der Längengrad $33^{\circ} 5'$ angenommen; nur das nordwestliche Eck konnte nicht mehr fertiggestellt werden.

Morphologisch stellt das Gebiet eine große Hochebene dar, mit einem allmählichen Ansteigen der Erhebungen gegen Gföhl zu. Während die niedrigen Erhebungen auf dieser Fastebene in oft recht deutlicher Weise eine Abhängigkeit von den Gesteinszügen erkennen lassen, sind die tief eingeschnittenen Täler des Kampes und der Krems, sowie deren Nebenbächen morphologisch von den Gesteinen und deren Streichen ganz unabhängig, stellen also epigenetische Täler dar. Die Horner Bucht und die damit zusammenhängenden Niederungen am Fuße des Manhartsberges bis in die Höhe von Unter-Plank werden jetzt als ein altes prämiozänes Flußtal gedeutet, dessen Verlauf offenbar an die weiche Glimmerschieferzone geknüpft war. Diese Flußsedimente, ferner die Vorkommen von Löß und von diluvialen Ablagerungen wurden in der Karte nicht farbig ausgeschieden.

Petrographisch ergibt sich in dem untersuchten Gebiete zunächst eine Zweiteilung in einen zentralen Teil von mehr gleichförmiger Zusammensetzung und in ein allseits unter diesen einfallendes Randgebiet (West-, Nord- und Ostflügel) von komplizierterer Zusammensetzung. Diese Trennung, der eine genetische Verschiedenheit der Gesteine zugrunde liegt, wurde bereits von F. Becke in seiner Arbeit über die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels durchgeführt.

Zentraler Teil.

Das Zentrum des Gebietes nimmt der in der Karte (nach dem Vorgange von F. Becke) als „Gföhler Gneis“ bezeichnete Orthogneis ein. Das Gestein ist geschiefert und hat die mineralogische Zusammensetzung eines Granitgneises. Charakteristisch ist die lagenweise Anreicherung an Biotit, die dem Gestein ein etwas unruhiges Aussehen gibt; ferner finden sich fast immer Granate und namentlich in den Randpartien auch Sillimanit. Dadurch wird namentlich im nördlichen Teile des Westflügels ein ganz allmählicher Übergang in die Sedimentgneise der Randzone hergestellt (Einschmelzung des Nebengesteines?). Die westliche Grenze auf der Karte, die beim Waxenberg beginnt und ungefähr der Straße Wurfentalgraben—Gföhl—Wegscheid folgt, ist

daher in der Zone Gföhl—Wegscheid eine etwas willkürliche. Die Grenze des Gföhler Gneises verläuft dann von Wegscheid nach Südosten, entlang der Straße Wilhalm—Lichtenbiegl, biegt hier über Drei Hütten, Brentenberg scharf gegen West und geht von da ziemlich genau südlich bis zum Dachsberg und Drosserberg. Die Lagerung des Gesteines ist nordöstlich von Gföhl schwebend, sonst im allgemeinen flach gegen diesen zentralen Teil einfallend.

Im Norden schließt sich an diese linsenförmige Masse des Gföhler Gneises ein kleines Massiv von Granulit an. Es handelt sich hier zumeist um sehr helle, dünnplattige Gesteine, die außer den weißen Gemengteilen mit freiem Auge immer kleine, dunkelrote Granaten und meist auch blaue Disthene erkennen lassen. Einzelne Lagen, namentlich in den Randpartien des Massivs, sind dunkel gefärbt. Der Granulit nimmt ein dreieckiges Gebiet ein, das ungefähr durch die Eckpunkte Hogmannsriegel (Kote 590) im Süden, Buchberg (Kote 606) im Westen und den Ort Etmannsdorf im Osten begrenzt ist. Das Generalfallen des Gesteines ist in den nördlichen Partien südlich, am Hogmannsriegel ganz flach nördlich gerichtet; es wiederholt sich also die Erscheinung einer ganz flachen Mulde. Mit dem Granulit sind zunächst Serpentinvorkommen verknüpft: ein langer Zug reicht vom Buchberg über Steinegg, die Brünlleiten bis Wanzenau, kleinere Vorkommen trifft man nordwestlich von Etmannsdorf, östlich von Palt an der Straße von Steinegg nach Gföhl und im Süden am Hogmannsriegel. Diese Serpentine führen in der Regel Pyrop (Kelyphit als dessen Umwandlungsprodukt) und sind von kleinen, dunkelgefärbten Eklogitvorkommen begleitet (Steinegg, Hogmannsriegel).

In Abhängigkeit vom Granulit steht ferner das Auftreten des Diallagamphibolites. Dieses schwarze, durch dunkelrote Granaten etwas rotgefleckte Gestein bildet im wesentlichen einen Zug, der im Liegenden des Serpentes diesem parallel von Schauenstein nach OSO zieht, sich in der Gegend von Wanzenau—Etmannsdorf etwas verbreitert und dann gegen den Gansbach zu sich in den normalen körnig-streifigen Amphiboliten verliert; von Schauenstein reicht ein kurzer Zug direkt nach Süden. Nach R. Grengg enthält das Gestein an mehreren Stellen kleine Einlagerungen von Eklogit; charakteristisch ist ferner, daß an vielen Orten die Grenzen gegen den Granulit von einem kalkspatreichen Augitgneis begleitet sind.

Endlich wird die ganze Granulitmasse von einem grobkörnigen, hellen, sehr frischen Orthogneis umgeben, der in der Karte als Granitgneis bezeichnet ist; er ist sehr wenig geschiefert und kommt dadurch sowie auch durch seine Oberflächenformen einem Granit näher; ferner ist er sehr konstant zusammengesetzt, fast immer frei von Granat, auch Sillimanit fehlt.

An einer Stelle nö. von Leonhard findet sich mitten im Granulit ein kleines Vorkommen von typischem Sedimentgneis, Marmor und (ganz untergeordnet auch) Amphibolit, also von ganz fremdem Gestein.

Randgebiet.

Nordflügel.

Unmittelbar auf den Granitgneis folgen im Norden, also im Liegenden, schwarze, körnig-streifige Amphibolite, die zunächst einen mächtigen Zug von der Kirche bei Fuglau quer über den Kamp, südlich Rosenberg vorbei bis Stallegg und Kammegg zusammensetzen; gegen Norden schließen eine Anzahl mehr minder mächtiger Züge an, die mit Schiefergneis wechsellagern — oft auf so engem Raume, daß eine getrennte Ausscheidung auf der Karte gar nicht möglich ist; zwei stärkere Züge durchsetzen den „Umlauf“ des Kampes, einen größeren trifft man bei der Hofmühle bei Rosenberg. Alle diese Züge streichen OSO und fallen gegen S. Sie treten dann bei Stallegg und Kammegg wieder an den Kamp heran und bilden dort mächtige Felsen. Hier stellt sich unter Ausbildung flacher Falten eine Richtungsänderung im Streichen ein, die Gesteine nehmen langsam die Streichrichtung des Ostflügels an.

Zwischen die Amphibolite eingelagert, ferner nördlich von denselben kommt Gneis in größerer Entwicklung vor — in der Karte als Schiefergneis bezeichnet.

Diese Gneise entsprechen dem Seyberer Typus bei F. Becke; sie sind grobkörnig, meist hell, vor allem aber ausgezeichnet durch eine überaus große Variabilität in dem Mengenverhältnisse der Bestandteile — Quarz, Feldspat, Biotit, Granat, Sillimanit — durch intensive Detailfältelung und durch Einlagerungen von fremden Gesteinen, Granatamphiboliten, gewöhnlichen Amphiboliten, Augitgneisen, seltener auch Marmoren, die entweder konkordante Lagen oder häufiger abgeschnürte Linsen bilden. Dieser starke Wechsel läßt es wohl berechtigt erscheinen, diesen Gesteinskomplex als Sediment-

gneise anzusprechen, wenn auch die Möglichkeit offen gelassen werden muß, daß in ihm Orthogneise mit hinein verarbeitet sind. Das könnte sowohl für einige Gesteinstypen bei Altenburg als auch namentlich für einen Teil der nördlichen Gneispartie (Zug Strögen—Horn—Galgenberg, ferner den Zweiglimmergneis bei Frauenhofen) gelten. Aber auch in diesen oft auf große Strecken hin gleichmäßigen, hellen Gneisen finden sich Partien, die reich an Fibrolith und Granat sind, also die Charaktere von Sedimentgneisen tragen (so bei Fuglau, Mühlfeld). Größere Einlagerungen anderer krystalliner Schiefer sind in diesem nördlicheren Teile seltener. Bei Altenburg findet sich ein Serpentinvorkommen mit verwittertem Anthophyllitknollen — hier ausnahmsweise begleitet von Eklogit —, kleinere Vorkommen von Serpentin sind an mehreren Punkten durch das massenhafte Auftreten von Chalzedon in den Feldern angedeutet.

Östlich von Altenburg zieht ein größerer Zug von dunkelgrünem, durch Granat rotgefleckten, calcitarmen Augitgneis bis gegen Mühlfeld, teilweise begleitet von Amphibolit.

Während alle diese Einlagerungen sowie das Hauptgestein, der Schiefergneis, bis gegen die Taffa ein Hauptstreichen WNW und ziemlich flaches Fallen Süd (also immer unter den Gföhler Gneis) erkennen lassen, zeigen mehrere Züge von kalkspatreichem Augitgneis von Rosenberg gegen die Hammerschmiede im Taffatale und weiter hinaus sowie die begleitenden Amphibolite Streichen gegen ONO und Steilstellung der Schichten. Im äußersten nordöstlichen Eck treten endlich neben Amphiboliten und Gneisen bereits Glimmerschiefer auf, welche die Grenze gegen das moravische Gebiet von Eggenburg bilden.

Es soll hier bemerkt werden, daß der Übergang zwischen Gneis und Glimmerschiefer im Norden ein unvermittelter ist. Die unmittelbare Grenze ist bei dem Vorkommen von Breiteneich allerdings auf eine kurze Strecke hin durch Sedimente verhüllt, dagegen ist sie z. B. bei St. Bernhard, nördlich von Strögen (bereits außerhalb der Karte!) gut sichtbar.

Ostflügel.

Der Ostflügel zeigt einige interessante Erscheinungen. Im nördlichen Teile gehen, wie bereits erwähnt, die Diallagamphibolite bei Etmannsdorf und Wolfshof in normale, körnige bis grobstengelige, schwarze Amphibolite über, die sich nach Süden als ein nicht sehr

breiter Saum an den Granitgneis anlegen, beim Glasberge das Schwenken gegen West mitmachen, immer mit dem Granitgneis zusammen unter den Granulit einfallend, und sich zwischen den Granulit und Gföhler Gneis hineinschieben.

Die Gneise, die sich östlich in großer Mächtigkeit anschließen, sind grobkörnige Flasergneise, stellenweise, so bei Tautendorf, dann in typischer Ausbildung unter der Ruine Thunau-Gars als Fibrolithgneise entwickelt. An letzterer Lokalität enthalten sie größere Knollen eines sehr quarzreichen Augitgneises.

Von Stüden her streicht nun grobkörniger Amphibolit herein, deutlich geschichtet, mit alternierenden und rasch auseinanderliegenden Lagen von schwarzer Hornblende und weißem Plagioklas, stellenweise auch Granat führend, der Schilterner Amphibolit. Dieser Amphibolitzug beginnt in meinem Aufnahmegebiete beim Dachsberge, verbreitet sich dann in der Gegend von Pirawics-Aichet sehr stark, dabei immer an der Grenze gegen den Gföhlergneis streichend und unter diesen, also gegen West einfallend; er gabelt sich dann gegen NON in mehrere Teile, die in den Schiefergneis hineinragen; ein Teil reicht gegen Tautendorf, einige andere erreichen den Kamp, streichen bis gegen Gars zu und stellen die Verbindung mit den Amphiboliten des Nordflügels her. Die mächtigen Felsen an der Bahn südlich von Gars (bei der Ruine Schimmelsprung) bestehen zum Beispiel aus diesem Gesteine. Südlich von Klösterl hat die Bahn ein kleineres Serpentinvorkommen (mit verwitterten Anthophyllitknollen) angeschnitten.

Nun folgt weiter östlich, immer nach NON streichend und gegen West fallend, ein breiter Zug, der wieder vorwiegend aus Gneis besteht. In dem nördlichen Teile handelt es sich dabei teilweise um ziemlich grobkörnige Gneise; solche finden sich zum Beispiel am Ausgange des Doppelbachgrabens und am anderen Kampufer auf den Höhen südlich von Buchberg; sie enthalten hier ziemlich viel Biotit und auch Hornblende. Es erscheint mir wahrscheinlich, daß hier Einlagerungen von Orthogneisen vorliegen, die sich natürlich nicht streng von den benachbarten Paragneisen trennen lassen. In der Gegend von Thürnenstift tritt ein heller Zweiglimmergneis auf. Nur im nördlichen Eck, am Steinbiegl bei Mold, geht der Gneis teilweise in einen sehr disthenreichen Glimmerschiefer über; ferner findet sich auf der Höhe des Steinbiegels selbst

schwarzer Quarzit. Und ganz ähnliche Erscheinungen beobachtet man im südlichen Teile dieser Zone. Je mehr man in der Richtung gegen Schiltern hinabgeht, desto mehr treten typische tonerdereiche Sedimentgneise auf, es kommen Einlagerungen von graphitführenden, schwarzen Quarziten vor; dabei beobachtet man in den Querprofilen, welche der Stiefernbach und der Reithgraben liefern, daß man, je mehr man von West gegen Ost wandert, immer mehr aus zum Teil dünnplattigen, feinkörnigen und sandig verwitternden Gneisen in Gneisglimmerschiefer gerät, die durch das Auftreten zusammenhängender Muscovit(Serizit)häute, ohne daß es zunächst zur Ausbildung größerer Muscovittafeln kommt, den Eindruck diaphthoritischer Gesteine machen.

Der weitere gegen Ost zu anschließende Amphibolit unterscheidet sich in mehreren Punkten von dem Schilterner Typus; er ist allgemein dünnplattig, die Hornblendenadeln sind viel dünner, und ferner tritt Pyroxen auf, welcher dem Gesteine eine ausgesprochen grünliche Färbung verleiht. Diese Charakteristik gilt namentlich für den südlicheren Teil des Zuges (Schmalzberg, Klopberg), im Norden (Maiersch, Stranitzberg) verwischen sich die Unterschiede etwas.

Im Liegenden dieses Amphibolites folgt endlich im Gebiete von See, Unter-Reith, Klopberg bis gegen Stiefern granatführende Glimmerschiefer in ziemlich charakteristischer Ausbildung, begleitet von sehr dünnplattigen, feinkörnigen und hellgefärbten Gneisen, dagegen östlich von Maiersch grobkörniger Schiefergneis vom Typus der Seyberer Gneise.

Erwähnenswert sind noch kleine Einlagerungen von Marmor, so bei Gottsdorf, Zöbing, ferner größere Vorkommen von Serpentin, namentlich am Klopberg, Schmalzberg, Reithberg.

An der Straße zwischen Schönberg und Zöbing wurde ein sehr heller Gneis angetroffen, der Ähnlichkeit mit dem Bittesberggneise des morawischen Gebietes hat; die wahre Natur dieser Gesteine ist mir aber noch nicht klar.

Westflügel.

Der Aufbau des Westflügels differiert etwas von dem der oben besprochenen nördlichen und östlichen Randgebiete.

Zunächst folgt wohl auch, an den Gföhler Gneis unmittelbar anschließend, eine Zone von grobkörnigen Schiefergneisen, großenteils

in der Entwicklung des „Seyberergneises“, teilweise auch in der der Fibrolithgneise. In diesen Schiefergneis geht auch der schmale Saum, der den Granitgneis und Granulit begleitet, über.

Wechsellagerung mit Amphiboliten vom Schiltener Typus ist in der Gegend westlich und südwestlich von Gföhl häufig, ebenso bei Wegscheid im Norden. Bei dem letzteren Orte ist ferner ein größeres Serpentinlager in den Gneis eingeschaltet. Gegen Westen zu folgen nun immer häufiger langgestreckte Züge von Marmor, der teils weiß, teils grau, auch schwarz (durch Graphit) gefärbt ist. Schon in der Gegend von Garmans wird ein solches Gestein als Schottermaterial abgebaut. Ungefähr in dessen nördlicher Fortsetzung trifft man westlich von Wegscheid den ersten Marmorzug und in der Gegend von Krumau setzt eine ganze Anzahl breiter Kalkzüge quer über den Kamp. Vielfach ist dieser Marmor durch weiße oder graue Salit- und Tremolitstengeln verunreinigt, die manchmal ganze Bänder bilden. Ferner begleiten die Kalkzüge mehrere Lagen von schwarzem Amphibolit. Im südlichen Teile folgt auf den Kalkstein von Garmans zunächst gegen Westen bei Reittern ein Amphibolitzug, dann östlich von Rastbach ein Zug von Augitgneis, der von Amphibolit begleitet wird, und endlich bei Rastbach selbst ein langgestrecktes Serpentinlager.

Die Gneise, in denen diese Gesteine eingeschaltet vorkommen, sind vielfach dünnplattig, hellgefärbt und von feinem Korn; dies gilt speziell für die Nachbargesteine der großen Marmorzüge.

Nordwestlich von Krumau, in dem Graben, der gegen Schmerbach zieht, trifft man in größerer Entwicklung Gneisglimmerschiefer und Glimmerschiefer an; auch manche Gesteine in der Gegend von Preinreichs sind schon als Gneisglimmerschiefer zu bezeichnen.

Das Streichen der Gesteine ist im Westflügel durchschnittlich NS oder NNO, das Fallen gegen Ost gerichtet.

Schließlich sollen noch einige Bemerkungen über Ganggesteine angefügt werden.

An mehreren Stellen des Gebietes wurden dioritporphyritische und kersantitische Ganggesteine gefunden. In der Karte sind nur drei größere Vorkommen eingezeichnet, bei denen das Gestein anstehend beobachtet wurde. Westlich von Steinegg, dort, wo ein kleiner Bach von Norden her in den Kamp mündet, steht ein mächtiger Gang von Quarzdioritporphyrit an. Ob die Lesesteine, die ich bei dem

Bauernhofe Fuchs fand, die Fortsetzung dieses Zuges darstellen, ist nicht festzustellen. Bei Steinegg, ferner beim Bauer Pürker nordöstlich von Gföhl wurden Kersantite anstehend gefunden. Kleinere Blöcke dieses Gesteines wurden sonst noch an mehreren Punkten konstatiert, zum Beispiel im Burgholz nördlich von Tautendorf.

Die unregelmäßige Verteilung dieser Ganggesteine läßt bereits erkennen, daß sie nicht in genetischen Zusammenhang mit einem der Orthogneise unseres Gebietes gebracht werden können; sie stammen vielmehr wahrscheinlich von Westen, von dem dortigen großen Granitmassiv.

Eine andere Gruppe von Ganggesteinen umfaßt etwas geschieferte Ganggranite, Pegmatite, Aplite und endlich noch Gangquarze.

Die Ganggranite wurden im Ostflügel in Form lang aushaltender Gänge mehrfach gefunden. Ein kürzerer Zug begleitet westlich von Tautendorf in einiger Entfernung den Amphibolit und Granitgneis. Ein breiter, 10—20 m mächtiger Gang beginnt beim Jägerhaus Reisert und taucht dann westlich von den Buchberger Waldhütten in deutlich hervorspringenden Kuppen wieder auf, annähernd parallel zu der herrschenden Gesteinsrichtung streichend.

In derselben Zone finden sich weiter nördlich im Kamptale schmalere Gänge und Lagergänge von Ganggranit. (Vgl. die Arbeit von F. Reinhold.) Alle diese Gesteine zeigen große Ähnlichkeit mit dem Granitgneis, der den Granulit umschließt.

Der Nordflügel und der nördliche Teil des Ostflügels sind ferner sehr reich an pegmatitischen und aplitischen Adergesteinen. Zum Teile sind die Gesteine vollständig durchsetzt von einem Netzwerk dieser Ganggesteine, die häufig gegen das Wirtsgestein ganz unscharf abgrenzen, auch z. T. die Faltungen mitgemacht haben und daher zu Knollen und Linsen abgeschnürt wurden. Nicht selten setzen dann jüngere Gangsysteme mit scharfen Grenzen quer durch das ganze Gestein. Größere Pegmatitvorkommen führen reichlich Turmalin (Schörl), auch Apatit und seltener Granat, dagegen fehlen durchwegs die Minerale der seltenen Erden, Beryll etc., welche z. B. gewisse Pegmatite Südböhmens auszeichnen.

Große Pegmatitvorkommen treten im Doppelbachgraben, bei Rosenberg, Tautendorf, am Galgenberge und auf dem Hügel beim Bahnhofs Horn, bei Frauenhofen, Fuglau etc. auf, die Kirche von

den Buchberger Waldhütten steht auf Pegmatitfelsen. Ein größeres Aplitvorkommen liegt z. B. südlich von Mühlfeld. Im Westflügel sind die Ganggesteine weniger auffallend (Umgebung von Gföhl, Garmans).

Im allgemeinen scheint es, daß mit der Entfernung von den zentralen Orthogneisen die Häufigkeit und die Gangstärke dieser pegmatitischen, aplitischen und Quarzinjektionen abnimmt.

3. Das Gebiet östlich des Kamptales.

Von F. Reinhold.

Das östlich und südöstlich von der Horner Bucht gelegene Gebiet bildet den Rand der nach Ost sich allmählich senkenden, von mächtigen Lößablagerungen bedeckten tertiären Niederungen im Viertel unter dem Manhartsberg.

Eine mächtige, langgestreckte Granitintrusion, der Maissauer Granit, stellt die Hauptmasse der krystallinen Gebilde dieses Teiles dar. Derselbe erstreckt sich im Norden über Gauderndorf, Eggenburg, Burgschleinitz, Maissau, nach Süden bis zum Manhartsberg, der zum größten Teil auch noch dem Granit angehört. Die Hauptmasse desselben bildet ein mittelkörniger Biotitgranit, stellenweise mit roten Kalifeldspaten, wie z. B. in der Maissauer Umgebung. Ein etwas mehr saurer, porphyrtypiger Typus wurde am Galgenberg bei Eggenburg beobachtet und ein basischerer, sehr biotitreicher, porphyrtypiger Typus mit bis 3 cm großen Feldspatindividuen tritt bei Matzelsdorf und Gumping etc. auf. Durch zahlreiche Quetschzonen, in welchen der Granit geschiefert erscheint, und zwar besonders im westlichen Teil, wird das Bild noch mannigfaltiger. Eine Menge von Aplit- und Pegmatitgängen, speziell in großer Anzahl am Manhartsberg, durchziehen den Granit. In solchen Gängen finden sich bei Eggenburg und Maissau prachtvolle Amethystkrystalle, oft mit zonarem Farbenwechsel. Intensive Imprägnationen von Kupferkies in Granit wurden in einem Steinbruche bei Maissau beobachtet.

An den Granit schließt sich nach Westen hin eine Serie von krystallinen Schiefen mit ungefähr Nord-Süd-Streichen und Fallen nach West an. Diese gliedern sich deutlich in zwei Hauptgruppen, welche schon von F. E. Suess als moravische und moldanubische Zone bezeichnet wurden. Die erstere enthält krystalline Schiefer, welche sich durch einen verhältnismäßig niedrigen Grad von Krystallinität auszeich-

nen, einen sehr sauren Plagioklas enthalten und Gemengteile ausgebildet zeigen, welche hydroxylhaltig sind, wie Chlorit, Epidot, also eine Ausbildungsweise haben, wie sie F. Becke als krystalline Schiefer der niedrigen Temperaturzone charakterisiert hat. Die moldanubische Zone hingegen enthält Schiefer, welche hochkrystallin sind, auch basischere Plagioklase und hydroxylarme, resp. -freie Gemengteile enthalten, wie statt der erstgenannten Minerale Biotit, Granat etc. (krystalline Schiefer der höheren Temperaturzone).

An den Maissauer Granit schließt sich zunächst die moravische Schieferzone an, beginnend mit einem Zug von dunkel- bis hellgrauen und auch grünlichen Phylliten, mit welchen häufig und wiederholt auch Sericitquarzite, gelegentlich auch meist dichte, graue bis rötliche Kalke wechsellagern. Die Phyllitzone beginnt östlich von Klein-Meiseldorf, tritt im Lateinbachgraben zwischen Eggenburg und Stockerau deutlich zutage und setzt sich über Kühnring, Reinprechtspölla, Matzelsdorf nach Süden fort, wo sie den Westabhang des Manhartsberges bildet. Der Phyllitzug stellt keineswegs eine zusammenhängende Masse dar. Eine etwa 11 *km* lange und über $\frac{1}{2}$ *km* breite, oft stark injizierte Phyllitscholle sitzt mitten im Granit. Dieselbe beginnt westlich vom Wirtsbaus Himmelreich bei Gauderndorf und erstreckt sich über Kühnring bis südlich von Amelsdorf, wo sie auskeilt. Eine ganz kleine, ähnliche Scholle von Phyllit und Quarzit konnte auch östlich vom Wirtshaus Himmelreich im Granit nachgewiesen werden. An vielen Stellen lassen sich ganz ausgezeichnet die Veränderungen am Kontakt zwischen Granit und Phyllit beobachten, welche durch die höhere Krystallinität der Phyllite (Bildung von Glimmerschiefern) sowie durch das Auftreten von Kalksilikathornfelsen zum Ausdruck gelangen. Solche Hornfelse wurden an zahlreichen Stellen beobachtet, wie im Lateinbach westlich von Eggenburg, ferner in ausgezeichneter Weise im Hochfeld westlich von Eggenburg, an der Straße westlich Kote 444, unmittelbar beim Kreuz, wo die Hornfelse stellenweise zahlreiche zentimetergroße Granaten führen, ferner gleich südlich davon in den Feldern von Kühnring, dann südöstlich von Matzelsdorf etc. Auch die Phyllite selbst sind oft mit Aplit- und Pegmatitgängen injiziert und mitunter sieht man auch hier Kontakterscheinungen, wie Biotit- und Granatbildung im Phyllit.

Zum Teil schon zwischen Phyllit und dem folgenden Kalkzug, zum Teil aber noch im Phyllit selbst tritt eine etwa 12 *km* lange

und über $\frac{1}{2}$ km breite Einlagerung eines dunklen, feinschuppigen Orthogneises, oft kleine Feldspat-Augen führend, zutage, welche vom Geyersdorfer Wald südlich von Stockerau nach Süd über Harmannsdorf, Buttendorf, SO von Mitterberg bei Schönberg sich verfolgen läßt. Während dieser Gneis im nördlichen Teil direkt an die Kalke grenzt, beobachtet man im südlichen Teil des Zuges ungefähr von Raan angefangen zwischen dem Gneis und dem Kalk einen wohl durch Kontaktmetamorphose in Glimmerschiefer umgewandelten, ganz schmalen Phyllitstreifen.

An die Phyllitzone schließt sich, wie erwähnt, ein schmales Band von grauem, Sericit, Biotit und Quarz enthaltendem, krystallinem Kalk, der öfters auch abgerundete Quarzknuern (Gerölle) enthält. Derselbe läßt sich vom Geyersdorfer Wald über Harmannsdorf (gleich östlich der triangulierten Kote 439), Raan bis südlich von Mitterberg bei Schönberg verfolgen.

Auf den Kalk folgt ein mächtiger Zug von einem meist lichten, Sericit, auch Muscovit, selten etwas Biotit führenden Orthoangengneis, nach Suess „Bittescher Gneis“, welcher wegen seiner plattigen Beschaffenheit bearbeitbar und daher in zahlreichen Steinbrüchen gut aufgeschlossen ist. Derselbe zieht sich über Meiseldorf nach Süden, bildet von Mörtersdorf an den größten Teil des Abhanges vom Plateau gegen die Horner Bucht und reicht nach Süden bis zum Kuchelberg.

Mit dem Bittescher Gneis endigt die Serie der moravischen Gesteine und es schließen sich in gleicher Lagerung die moldanubischen Gesteine an, welche in dem vom Autor aufgenommenen Gebiet nur den äußersten Rand der fast das ganze Waldviertel umfassenden moldanubischen Zone darstellen. Weitaus das vorherrschende Gestein des hier vertretenen Teiles der moldanubischen Zone ist der Glimmerschiefer. Fast im ganzen nördlichen Teil, also in der Gegend von Dreieichen und vom Aichberg tritt er in Form eines grobschuppigen Muscovitgranatglimmerschiefers auf, welcher stellenweise auch zahlreiche Cyanitstengelchen enthält. Statt des Muscovit, oft zusammen mit ihm, findet sich öfters auch der Biotit vertreten. In pegmatitischen Linsen wurden im Vorjahre bei Stockern Cyanitindividuen von einer Länge bis zu 2 dm beobachtet (offenbar führte vom Nebengestein aus aufgenommene Tonerde zur Cyanitbildung). In der Gegend von Stockern wurden auch Glimmerschiefer gefunden, welche ganz von

Cyanitstengelchen durchschwärmt sind, so daß man von Cyanitglimmerschiefern sprechen kann. Stellenweise fehlt der Granat.

An anderen Stellen, meist im südlichen Teile in der Gegend von Plank, Stiefen, Schönberg zeigt der Glimmerschiefer auch wellig faserige Textur. Auch in der Höhe der Krystallinität zeigen sich oft Varianten. Durch Zunahme von Feldspat geht der Glimmerschiefer in Schiefergneis über, eine Erscheinung, die sich in der Glimmerschieferzone sehr oft wiederholt. Vielfach treten, besonders häufig aber im südlichen Teile des Glimmerschieferzuges, breitere und schmalere Amphiboliteinlagerungen hinzu, und zwar oft in äußerst mannigfacher Wechsellagerung, so daß es nicht gut möglich war, die Amphibolite eigens auszuscheiden. Nach der Textur lassen sich körnige, streifige und faserige, nach dem Mineralbestand gewöhnliche, Pyroxen- und Epidotamphibolite unterscheiden.

Außer den Gneisen und Amphiboliten finden sich noch in den Glimmerschiefern Einlagerungen von kleinen Kalkzügen; dieser moldanubische Kalk unterscheidet sich vom moravischen durch seine höhere Krystallinität und seine größere Reinheit (Farbe meist weiß). Einige kleinere nicht verfolgbare Kalkeinlagerungen, wie sie zum Beispiel im Tale nördlich von Stiefen auftreten, wurden in der Karte nicht ausgeschieden.

Schließlich wären noch meist stark umgewandelte Serpentinlager in der Glimmerschieferzone zu erwähnen, wie sie zum Beispiel südlich von Stockern, östlich von Mörtersdorf oder bei der Ruine Schönberg auftreten.

Während in dem bis jetzt behandelten Gebiet westlich vom Maissauer Granit die Schiefer ein Nord-Süd-Streichen mit Fallen nach West zeigen, werden die Lagerungsverhältnisse im südlichen Teil ganz andere. Hier biegt der ganze krystalline Schieferkomplex plötzlich um und erhält im großen und ganzen eine nach Nordost gehende Streichrichtung mit Fallen nach Südost. Dies läßt sich an den einzelnen Zügen halbwegs gut verfolgen. Während die Phyllite westlich vom Katzenkopf noch nach Süden streichen, haben sie östlich vom Trenkberg an der Schönberg-Oberholzer Straße schon ein nordöstliches Streichen mit Fallen nach Südost und sie konnten in dieser Richtung noch weiter verfolgt werden bis nördlich von Olbersdorf am Fuße des Manhartsberges; der Kalkzug, welcher am Rücken des Mitterberges mit NS-Streichrichtung gut aufgeschlossen ist, läßt

sich südlich der Schönberger Straße nicht mehr verfolgen, jedoch findet man die letzten Spuren von ihm viel weiter östlich zu Beginn des Weges, der am NW-Fuß des Trenkberges von der Schönberger Straße nach Süd abzweigt. Etwas komplizierter verhält es sich mit dem Bittescher Gneis. Unmittelbar westlich vom Kamm des Mitterberges in ganz geringer Mächtigkeit nach Süd streichend, schwenkt er vor Schönberg am Abhang gegen das Kamptal zu, biegt rasch um und zieht sich mit ONO-Streichen wieder gegen das Plateau hinauf, wo er am Hügel genau westlich vom Trenkberg ansteht (an dem unmittelbar südlich davon gelegenen Hügel ist schon Glimmerschiefer); dort verschwindet er unter Löß, wo er wieder nach Süden umbiegen muß, da er etwa 1 km südlich im Wolfsgraben wieder auftritt, und zwar hier schon mit NO-Streichrichtung; von da läßt er sich gut über den Kuchelberg verfolgen, erscheint auch weiter, allerdings etwas zersetzt, in einem Schotterbruch an der Straße gerade westlich von Diendorf, sowie im Dienbacher Graben, westsüdwestlich von Olbersdorf, läßt sich noch ein Stück an der Berglehne hinauf verfolgen und wird dann von Löß überdeckt. Etwa $4\frac{1}{2}$ km nordöstlich, also in der Streichrichtung dieser Gneise, treten bei Grübern, Wilmersdorf und südlich von Maissau¹⁾ aus dem Löß mehrere Inseln von einem muscovitreichen Augengneis, zum Teil mit roten Feldspaten hervor, welcher petrographisch weder mit dem westlich davon liegenden Maissauer Granit, noch mit den südlich auftretenden Granitgneisen in Übereinstimmung zu bringen ist, hingegen eine unverkennbare Ähnlichkeit mit dem Bittescher Gneis besitzt und auch als solcher aufzufassen ist. Im Osten schließt sich an den Bittescher Gneis bei Grübern Glimmerschiefer an, der mit gewissen Glimmerschiefern von Schönberg, Stiefen große Ähnlichkeit besitzt und auch als solcher aufzufassen ist. Auch die Gesteine der Glimmerschieferzone folgen diesem Umschwenken und man kann bereits bei Schönberg ein OW-Streichen beobachten, welches südlich davon eine NO-Richtung einschlägt.

Durch die Tatsache, daß die moravische Schieferzone nach NO umbiegt, wird ohneweiters verständlich, daß im ganzen südlichen Teil des Gebietes nur mehr Gesteine der moldanubischen Zone auftreten.

¹⁾ Diese Vorkommnisse liegen bereits außerhalb der Karte.

Was nun die moldanubischen Gesteinsvarietäten anbelangt, welche im Süden und Südosten des Gebietes zutage treten, so wäre zunächst zu erwähnen ein langgezogener Granulitkörper, welcher östlich von Olbersdorf beginnt und sich über den Pösinger Berg bis zum Kamp nördlich von Zöbing erstreckt. Es ist ein meist sehr feinkörniges, ungebändertes Gestein, welches neben Granat manchmal auch Biotit und Disthen führt. Während er bei Zöbing im Norden an die Glimmerschieferzone grenzt, schließt sich nördlich vom Pösinger Berg unmittelbar der Bittescher Gneis an ihn. Am Abhang gegen den Wolfsgraben beobachtet man noch zwischen Granulit und dem Bittescher Gneis eine auskeilende Partie der Glimmerschieferzone. Im Granulit treten mehrere großenteils schon serpentinisierte Olivinfellee auf, von denen der westliche von Oberholz eine ziemliche Ausdehnung besitzt.

Im Süden grenzt das Perm an den Granulit, nur nördlich von Zöbing liegt zwischen Granulit und Perm eine ganz schmale Zone von Schiefergneisen und Amphiboliten. Weitaus den größten Teil des moldanubischen Südens und Südostens nimmt ein mächtiger Komplex eines Orthogneises ein, der sich von Eggendorf nach Süden über Zemling, zum Lennischberg, Mühlbach, dem Obritsberg, Elsarn, Stettenhof bis zum Wagram bei Engabrunn, also bis zum nördlichen Rande der Donaualluvionen verfolgen läßt, was einer Flächenausdehnung von etwa 11 km in NS-Richtung, von etwa 6 km in OW-Richtung entspricht. Dieser Orthogneis möge als „Mühlbacher Gneis“ bezeichnet werden. Es ist ein zumeist feinkörniges, manchmal aber auch mittelkörniges Gestein, das vornehmlich aus Mikroklinmikropertit besteht, ferner Quarz und wenig Plagioklas enthält. Als Glimmermineral tritt fast immer der Biotit auf, nur in der Gegend von Elsarn findet sich im Gneis neben Biotit auch Muscovit in nennenswerter Menge. Als Nebengemengteil sind Körner von hellrotem Granat sehr charakteristisch, die fast im ganzen Mühlbacher Gneisgebiet zu beobachten sind. Außer Granat kann man öfters auch Sillimanit schon makroskopisch in den Gneisen beobachten. Dadurch, daß der Biotit teils gleichmäßig im Gestein verteilt ist, teils aber schmale biotitreichere und quarzfeldspatreichere Lagen abwechseln, erhält der Gneis teils schuppige, teils bänderige Texturen, durch Zurücktreten des Glimmers körnige Textur. Infolge solcher Texturverschiedenheiten sowie durch das Hervor- oder Zu-

rücktreten, respektive Verschwinden des Glimmers oder des Granates und durch verschiedene Korngröße kommen sehr mannigfaltige Gneisvarietäten zustande, welche oft in einem Aufschluß nebeneinander beobachtet werden können, wie zum Beispiel in den Steinbrüchen im Engabrunner Hag oder südlich von Stettenhof oder westlich von Mühlbach etc. Die glimmerarmen, respektive -freien oder granatreichen Varietäten des Mühlbacher Gneises erinnern sehr an die Granulite, um so mehr, als in denselben an einigen Stellen auch Cyanit gefunden wurde.

In dem Gneis treten auch Aplit- und Pegmatitgänge, sowie auch kleinere pegmatitische Schlieren auf. In einem Steinbruch im Dienbachgraben, nordwestlich von Bösendürnbach, wurden in Klüften eines solchen Aplitganges zentimetergroße Fluoritoktaeder gefunden, welche lichtgrün gefärbt sind, manchmal aber auch violette Zonen zeigen. Im Aplit selbst wurde violetter Fluorit am Südostabhange des Lenischberges beobachtet. In den Pegmatiten kommen öfters schwarze Turmaline vor, in einem Pegmatit nördlich von Engabrunn wurden auch faserige Aggregate von schön violetter Dumortierit gefunden.

Der Mühlbacher Gneis, welcher mit dem von Becke beschriebenen Gföhler Gneis viel Ähnlichkeit zeigt, erzeugt, wo er felsbildend auftritt, typische Granitlandschaften mit mächtigen, grobkubischen Blöcken, wie z. B. östlich von Elsarn.

Im allgemeinen bildet der Mühlbacher Gneis eine zusammenhängende Masse, nur im Westen reicht eine Zunge derselben im Straßertal am westlichen Abhang des Schönberges und Wechselberges in eine schmale Zone von Schiefergneisen etc., welche sich von Straß nach Nord über den Gaisberg, Wechselberg, Schönberg bis etwa $\frac{1}{2}$ km südlich von Oberholz erstreckt. Das Hauptgestein dieser Schiefergneiszone ist ein grobschuppiger, glimmerreicher Biotitgneis, stellenweise als Adergneis entwickelt, in typischer Entwicklung zu verfolgen am Gipfel des Gaisberges, am Wechselberg, am Nordfuß des Schönberges im Straßertal und besonders in der NO-Fortsetzung an der Berglehne. Außer der gewöhnlichen Wechsellagerung mit quarzitischen Partien, mit körnigen und streifigen Amphiboliten, die gelegentlich auch Granat führen, wäre noch zu erwähnen ein Vorkommen eines Gabbro von geringer Mächtigkeit im Schuppengneis westlich vom Gipfel des Gaisberges. Der Gabbro ist ähnlich dem vom Loisberg, ist größtenteils schon in Biotitamphi-

bolit umgewandelt, doch wurden auch Stücke von ungeschiefertem, sehr grobkörnigem Gabbro mit mehrere Zentimeter großen Hornblendeeinzelindividuen gefunden.

Interessant ist auch die kleine Einlagerung von krystallinem Kalk am Abhang des Gaisberges gegen das Straßertal. In demselben finden sich nämlich schöne, weiße Tremolite, sowie Knauern von Bergleder, welche fast regelmäßig bis zu 8 cm große Kalkspatindividuen eingeschlossen enthalten.

Wegen der Kleinheit des Maßstabes wurden diese zwei interessanten Vorkommnisse in der beigegebenen Karte nicht ausgeschieden.

Im Straßertal, und zwar dort, wo der Wolfsgraben einmündet, tritt im Schiefergneis ein etwa 4 m breites Band von einem Gestein zutage, das dem Anorthitschiefer von Senftenberg entspricht. Dasselbe ist in einem Steinbruch gut aufgeschlossen, so daß man daselbst den bunten Wechsel von hornblendereichen, dunklen, mit hornblende-armen bis -freien, hellen Partien ausgezeichnet beobachten kann. Die hornblendefreien Partien bilden ein fast weißes, zuckerkörniges Gestein, welches nur aus basischem Plagioklas besteht. (Vgl. Analyse Nr. 7 in der Zusammenstellung von R. Görgey.)

Dieses Band läßt sich etwa $\frac{3}{4}$ km nach Süden verfolgen. Am Nordabhang des Schönberges gegen das Straßertal und in der nördlichen Fortsetzung am gegenüberliegenden Hang wurden noch mehrere Einlagerungen von diesem Gestein gefunden.

In dem oben genannten Steinbruch im Straßertal schließt sich an den Anorthitschiefer nach Osten, also an der Grenze gegen die Mühlbacher Gneiszunge, eine schmale, durch einen Amphibolitstreifen geteilte Linse von Olivinfels. Derselbe ist in einzelne serpentinierte Brocken aufgelöst, von denen jeder eine Rinde von Anthophyllit und außen von Anomit besitzt, also ein Vorkommen, wie es durch Becke von Dürnstein etc. bekannt geworden ist. Solche Olivinfelse mit denselben Umbildungen sind an mehreren Stellen zu beobachten, so in einem Steinbruch an der Elsarner Straße gegenüber der Einmündung des Grabens von Oberholz in das Straßertal, sowie an zwei Stellen am SW-Abhang des Obritzberges. Es ist hervorzuheben, daß an allen genannten Stellen der Olivinfels mit den Anthophyllit-Anomitbildungen an der Grenze gegen den Granitgneis auftritt,

ganz entsprechend den Vorkommnissen, welche Becke von Dürnstein, Weißenkirchen und aus dem Kremstal beschrieben hat.

Zwischen diesen Gneisen in SO und dem Granulit in NW liegt ein über 6 km langer, nach NO sich scharf keilförmig zuspitzender Streifen von permischen Konglomeraten und Arkosesandsteinen. Wo im NO am N-Abhang des Lenischberges das Perm auskeilt, stoßen Mühlbacher Gneis und Granulit unmittelbar aneinander.

Was nun den Ostrand des Mühlbacher Gneises anbelangt, so wird derselbe gebildet von mannigfaltigen Schiefergneisen, Graphitgneisen mit deutlich krystallinen Graphitschüppchen, von verschiedenen Amphiboliten, Kalken etc., welche meist zersetzt in außerordentlich starker Wechsellagerung am Wagram von Feuersbrunn bis gegen Fels aus den diluvialen Gebilden hervortreten. Diese östliche Schieferzone ist fast ganz von Löß bedeckt und man trifft sie außer am Wagram nur mehr in einem schmalen Streifen südlich von Gösing aufgeschlossen, wo schöne Biotitamphibolite anstehen. Die Schiefergneiszone westlich und östlich vom Mühlbacher Gneis fallen unter diesen ein und liefern so ein dem Gföhler Gneis ähnliches Bild.

Noch einige Worte über die tektonischen Verhältnisse. Aus der kurzen Darstellung der krystallinen Gesteine dieses Gebietes ist vor allem die eine Tatsache höchst auffallend, daß die durch geringeren Grad von Krystallinität sich auszeichnenden moravischen Schiefer (Phyllite etc.) allseits unter die hochkrystallinen Gesteine der moldanubischen Zone einfallen. Diese Beobachtung stimmt mit der von F. E. Suess überein. Suess erklärt, gestützt auch auf Studien in dem nach N sich fortsetzenden krystallinen Gebiet Mährens, diese Verhältnisse durch die Annahme einer Überschiebung der Gesteine der moldanubischen Zone über die moravische.

Der geologische Aufbau im südlichen und südöstlichen Teile wird noch durch das Auftreten einer Bruchlinie der Diendorfer Verwerfung nach F. E. Suess komplizierter, welche bei Maissau auch im Landschaftsbild (Grenze zwischen Ebene und Berglehne) deutlich zur Geltung kommt. Sie setzt sich nach SW fort und bildet dort die Grenze zwischen Granulit und Perm. Diese Bruchlinie wird durch eine tektonische Breccie dokumentiert, welche im Bach am NW-Ausgang des Ortes Grübern anstehend beobachtet wurde.

Die Elemente der Breccie sind gründlich zerriebene Brocken der westlich sich anschließenden basischen Varietät des Maissauer

Granits. Unmittelbar östlich trifft man schon Bittescher Gneis. Wenn man sich die östlich der Bruchlinie gelegene Gesteinsscholle abgesunken vorstellt, und zwar mit tieferem Absinken an ihrem südwestlichen Teil, so wird dadurch das auffallende ganz isolierte Auftreten des Perm verständlich; andererseits motiviert die oben genannte Bruchlinie auch das Fehlen des Phyllits zwischen Granit und Bittescher Gneis in der Gegend von Grübern und Maissau.

Das Tertiärmeer des Wiener Beckens hat wohl den größten Teil des krystallinen Untergrundes überflutet und man findet heute noch zahlreiche Überreste von tertiären Kalken, Sandsteinen, Schottern, Sanden, Tegeln etc., wie zum Beispiel bei Eggenburg, Gauderndorf, Zogelsdorf und in der ganzen Horner Bucht. Die überaus reiche Fauna dieser Ablagerungen wurde von J. Krahuletz schon mehrere Dezennien hindurch gesammelt und gehört zu den interessantesten Objekten des Krahuletz-Museums in Eggenburg.

Mächtige Lößablagerungen (auch diluviale Sande und Schotter) bedecken als jüngste Bildung im SO den größten Teil der krystallinen Gesteine, welche meist nur als kleine Inseln aus denselben hervortreten; Löß tritt aber auch im übrigen Teil des Gebietes in oft mächtigen und ausgedehnten Massen auf.

4. Chemische Analysen von Waldviertel-Gesteinen.

Von R. Görgy.

(Mit 2 Textfiguren.)

Es sollen im folgenden die bisher bekannten Analysen von Gesteinen und Mineralen aus dem niederösterreichischen Waldviertel zusammengestellt und einige neue mitgeteilt werden.

Bei den bereits bekannten Gesteinsanalysen sind außer den Analysenzahlen nur noch die Kieselsäurezahl s (Wert für SiO_2 bei molekularprozentischer Berechnung), die Werte a_0 , c_0 , f_0 ¹⁾ und Si , U , L ²⁾ angegeben. Bei den neu ausgeführten Analysen sind außerdem noch die Molekularquotienten und Metallatomprozente angeführt.

¹⁾ F. Becke, Die Raumprojektion der Gesteinsanalysen. — Diese Mitt., 30, pag. 499, 1911.

²⁾ F. Becke, Chemische Analysen von krystallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen. — Denkschr. d. math.-naturw. Kl. d. k. Ak. d. Wiss. Wien 1912, 75, pag. 153 (194).

Zum Vergleiche der Analysen wurden die Eintragungen der Projektionspunkte in das Beckesche Si-U-L-Dreieck vorgenommen, welches unmittelbare Anhaltspunkte bezüglich der Mineralführung bietet und auch wichtige Schlüsse auf genetische Beziehungen und Zusammenhänge, die ja bei krystallinen Schiefen vornehmlich in Frage kommen, erlaubt.

Herr Professor F. Becke hatte die große Liebenswürdigkeit, mir eine von ihm ausgeführte Zusammenstellung bisheriger Analysen mit zahlreichen Berechnungen zu überlassen.

Diese älteren Analysen sollen hier in folgender Reihenfolge angeführt werden.

1. Granit von Maissau, Steinbruch Gansgraben bei der Eisenbahnstation Limberg-Maissau. Analytiker F. Mocker. s = 2·66. F. Mocker, Der Granit von Maissau. Diese Mitt. 20, pag. 334, 1912.

2. Gföhler Gneis (Kata-Biotitorthoklasgneis) von Senftenberg. Randzone des Gföhler Gneises. Analytiker L. Hezner s = 2·62. U. Grubenmann, Die krystallinen Schiefer II, Berlin 1910, pag. 158.

3. Weißer Granulit „ziemlich reich an Granat und Disthen“, Strachmühle bei Bobruvka. Analytiker F. Eichleiter. s = 2·57 (niedrig!). F. E. Suess, Der Granulitzug von Bory in Mähren. Jahrb. Geol. Reichsanst. 50, pag. 615 (646), 1900.

4. „Typischer dunkler Hornfelsgranulit, sehr reich an Disthen mit Spinell und Cordierit.“ Südwestgehänge des Vali-Berges bei Bobrau. Analytiker F. Eichleitner. F. E. Suess, wie bei 3.

Wenn auch diese Gesteine nicht im Kartengebiet auftreten, so gehören sie doch zu demselben geologischen Bereich und sollen daher hier angeführt werden.

5. Amphibolit (Kata-Hornblendepagioklasgneis), Dürnstein. Analytiker L. Hezner. s = 2·91. U. Grubenmann, Die krystallinen Schiefer. Berlin 1910, pag. 190 (5). Vermittelt den Übergang zu basischen Gesteinen.

Eine ausgezeichnete Reihe bilden die folgenden 3 Analysen, welche sich auf Anorthosit-Amphibolite beziehen.

6. Anorthosit-Amphibolit von Senftenberg, Steinbruch an der Straße. Analytiker J. Morozewicz, Resultate der chemischen Untersuchung eines Dioritgesteines aus dem niederösterreichischen

Waldviertel. — Verh. k. Russ. Min. Ges. 1903, pag. 113. Analysen der Gemengteile Bytownit, Hornblende, Epidot siehe 16, 17, 18.

7. Anorthosit-Amphibolit, Frauengraben bei Elsarn. Noch nicht publizierte Analyse, ausgeführt von H. Suida im Laboratorium E. Ludwig.

8. Anorthosit-Amphibolit (Anorthit-Dioritschiefer, Becke), Senftenberg oberhalb der Ruine. Analytiker N. v. Lorenz (Laboratorium E. Ludwig). F. Becke, Waldviertel. Diese Mitt. 4, pag. 248, 1882. Möglichst hornblendefreie Partie.

9. Olivingabbro vom Loisberg bei Langenlois. Analytiker L. Beauregard (Laboratorium E. Ludwig). $s = 3.017$. Diese Mitt. 1, pag. 369, 1878. Siehe auch Becke, Waldviertel l. c., pag. 353. Bildet Kerne im Zoisit-Amphibolit. Diallagarme, plagioklasreiche Varietät.

10. Zoisit-Amphibolit, Loisberg. Analytiker S. Wurzel (Laboratorium E. Ludwig). Becke, Waldviertel, l. c., pag. 312. Hornblendereiche Varietät.

11. Gabbro-Amphibolit, Dürnitzbiegel bei Langenlois. Zuerst publiziert als Gabbro von Langenlois. Analytiker F. Becke (Laboratorium E. Ludwig). Min. Mitt. 1877, pag. 278. Später als Smaragditgabbro, Becke, Waldviertel, l. c., pag. 364.

12. Diallag-Amphibolit, Straße Steineck—St. Leonhardt. $s = 3.18$. Analytiker R. Grengg. Der Diallag-Amphibolit des mittleren Kamptales. Diese Mitt. 29, pag. 34, 1910.

13. Eklogit, Altenburg, $s = 3.25$. Analytiker M. Schuster. Diese Mitt. 1, pag. 368, 1878. Becke, Waldviertel, l. c., pag. 320.

14. Amphibolfels (Strahlsteinfels), Felling; grünes Gestein von verworren faseriger Textur, aus der Nachbarschaft des Serpentin. $s = 2.99$. Analytiker A. J. Egger (Laboratorium E. Ludwig). Min. Mitt. 1874, pag. 243.

15. „Palaeopikrit“ (Gangdiabas) Ottenschlag. Analytiker A. Gamroth (Laboratorium E. Ludwig). Das einzige bisher analysierte Ganggestein des Waldviertels; gehört wohl zum Gangfolge des Rastenfelder Granites. Min. Mitt. 1877, pag. 278.

Der Vollständigkeit halber folgen noch die Analysen einiger Waldviertel-Minerales:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	Granit Maissau	Gföhler Gneis Senf- tenberg	Granu- lit Borry	Horn- fels- Granu- lit	Amphi- bolit Dürn- stein	Anorthosit-Amphibolite			Olivin Gabbro	Zoisit- Gabbro-	Diallag-	Eklogit	Strahl- stein- fels	Gang Diabas	
						Senf- tenberg	Elsarn	Senf- tenberg							Amphibolit
SiO ₂ . . .	73·23	71·54	74·65	64·80	49·47	46·72	46·18	45·93	46·71	47·30	48·99	45·92	48·89	56·88	45·93
TiO ₂ . . .	0·42	0·31	—	—	1·62	Sp.	—	—	—	0·45	—	0·45	—	—	—
Al ₂ O ₃ . . .	14·37	14·02	13·05	18·00	19·24	26·33	31·80	34·37	22·23	16·86	16·92	14·39	14·46	1·36	15·09
Fe ₂ O ₃ . . .	0·18	2·16	2·07	5·59	1·43	1·34	1·77	0·45	0·79	1·69	0·81	6·18	2·00	0·48	1·87
FeO . . .	1·87	0·53	0·80	2·37	5·06	5·52	1·63	0·95	5·46	5·61	6·56	9·83	7·15	3·26	11·45
MnO . . .	Sp.	—	—	—	—	Sp.	—	—	—	—	—	0·16	—	—	—
MgO . . .	0·62	0·66	0·31	2·31	6·66	3·83	0·97	0·78	10·30	11·32	10·76	12·28	12·21	26·43	14·82
CaO . . .	2·29	1·00	0·75	1·65	9·20	14·00	16·50	17·54	11·69	13·27	16·69	5·05	13·76	12·35	8·92
Na ₂ O . . .	2·15	2·81	3·77	1·59	4·07	3·04	1·73	1·63	1·70	4·27	1·44	1·92	1·75	—	1·93
K ₂ O . . .	3·09	5·93	4·84	2·51	1·97	0·51	0·24	0·16	0·15	0·40	0·16	0·37	0·17	—	0·22
H ₂ O . . .	1·30	1·19	¹⁾ 0·45	¹⁾ 0·90	1·07	1·02	0·91	—	1·15	—	1·16	1·55	0·40	—	0·58
P ₂ O ₅ . . .	0·26	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Sp.	—	—	—
S . . .	—	—	—	0·89	—	0·11	—	—	Sp.	—	—	—	—	—	—
Summe . .	99·78	100·15	100·69	100·41	99·70	101·42	100·73	101·78	100·18	101·17	102·49	98·11	100·18	100·76	100·81
Projektionswerte															
Si	70·8	68·0	69·7	62·6	46·6	42·2	42·3	41·3	42·9	41·9	44·0	44·3	44·2	49·7	41·7
U	18·8	18·6	16·9	29·6	34·7	38·3	38·1	38·4	42·8	37·6	37·2	46·2	38·8	38·7	46·2
L	10·4	13·4	13·4	7·8	18·7	19·5	19·6	20·3	14·3	20·5	18·8	9·5	17·0	11·6	12·1
s	80·6	79·1	81·0	74·0	54·9	51·1	52·9	51·5	49·6	47·7	49·0	49·2	48·8	50·1	46·5
a ₀	6·9	8·3	8·7	—	4·0	2·34	1·6	1·5	1·4	2·9	1·1	1·7	1·3	—	1·4
c ₀	2·0	0·7	0·5	—	2·4	4·93	7·3	8·0	4·5	1·8	3·1	2·1	2·5	0·1	2·4
f ₀	1·1	1·0	0·8	—	3·6	2·73	1·1	0·6	4·1	5·3	5·8	6·2	6·2	9·9	6·2

¹⁾ Glühverlust.

16. Grüne Hornblende aus dem Amphibolit von Senftenberg, s=3·171. Morozewicz l. c. (Analyse 7).

17. Plagioklas (Bytownit), Fundort und Autor wie 16, s=2·722.

18. Pyroxen(?), nach F. Becke Epidot, wie 16.

19. Salit, Albrechtsberg, Stengel im körnigen Kalk, von weißer Farbe. Analytiker E. v. Bamberger (Laboratorium E. Ludwig), s=3·167. Min. Mitt., 1877, pag. 273.

	16 grüne Horn- blende	17 Bytow- nit	18 Epidot	19 Salit	20 Kely- phit	21 Kely- phit	22 Pyrop	23 Granat
SiO ₂ . . .	43·71	49·32	47·72	55·60	41·08	41·16	42·29	40·00
TiO ₂ . . .	0·31	—	Sp.	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃ . . .	14·98	32·47	28·27	0·16	15·29	15·46	21·12	18·67
Fe ₂ O ₃ . . .	2·30	0·13	—	—	4·16	4·20	8·11	30·70
Mn ₂ O ₃ . . .	—	—	—	—	2·58	2·68	2·86	—
FeO . . .	10·72	—	0·72	0·56	4·01	0·01	—	—
MnO . . .	0·30	—	—	—	0·36	4·42	0·36	Sp.
MgO . . .	11·70	—	0·50	18·34	25·39	25·68	19·90	8·33
CaO . . .	11·43	15·20	16·88	26·77	4·77	4·70	5·42	2·34
Na ₂ O . . .	2·13	2·93	2·10	—	—	—	—	—
K ₂ O . . .	0·65	0·16	Sp.	—	—	—	—	—
H ₂ O . . .	1·48	0·25	3·78	—	¹⁾ 0·92	¹⁾ 0·92	—	—
Summe . . .	99·71	100·46	99·97	101·43	98·56	99·23	100·06	100·04

20. und 21. Kelyphit, Reutmühle, aus Teilanalysen gerechnete Bauschanalysen. s=3·214. Analytiker: J. Mrha, Beiträge zur Kenntnis des Kelyphit. Diese Mitt., 19, pag. 111 (126), 1900.

22. Pyrop, Reutmühle, Analytiker J. Mrha, l. c., pag. 136. s=3·697.

23. Granat aus dem Granulit von Etmannsdorf. Analytiker F. Cornu, Analyse eines Granats aus dem Granulit von Etmannsdorf (N.-Ö.). Diese Mitt. 25, pag. 355, 1906.

¹⁾ Glühverlust.

An den Dünnschliffen der von Morozewicz analysierten Probe des Anorthosit-Amphibolits An 6 machte Prof. F. Becke folgende Beobachtungen, welche hier mitgeteilt werden:

Hornblende. An. 16. $c\gamma = 16.3^\circ$, $2V\alpha = 86^\circ$, $(\gamma - \alpha) = 0.023$. Farbe sehr blaßgrün ins braune; nach Raddes Farbenskala $\gamma = 16$ p Blaugrün, $\beta = 37$ o Grüngrau, $\alpha = 38$ s Blaugrüngrau. Brechungsindex α' auf Spaltblättchen nach (110), beobachtet mit Immersionsmethode, 1.660. Hieraus und aus $\gamma - \alpha$ und $2V$ berechnet: $\alpha = 1.650$, $\beta = 1.663$, $\gamma = 1.673$. Dispersion der Achsen sehr schwach, Dispersion der Doppelbrechung von der des Quarz nicht merklich verschieden. Auslöschungsschiefe auf Spaltblättchen parallel (110) beobachtet 14.8° ; aus $c\gamma$ und $2V$ berechnet 14.5° .

Plagioklas. An. 17. Schnitte senkrecht zu M und P geben Auslöschungsschiefen $M\alpha'$ 38° bis 40.5° ; im Kern etwas kleiner als in der Hülle. Der Winkel der optischen Achsen $B_1 B_1'$ ergab sich durch konoskopische Beobachtung in 4 Fällen zu $15\frac{1}{2}^\circ$, 17° , $18\frac{1}{2}^\circ$, 22° , Mittel 18° ; der Charakter der Doppelbrechung schwach negativ, der Winkel $2V\gamma$ aus der Hyperbelkrümmung gleich 95° . Ein Schnitt $\perp \beta$ ergab eine nach α genommene Auslöschungsschiefe gegen Spalt-
risse nach P (001) von 62.5° und $\gamma - \alpha = 0.011$. Diese Werte stimmen sehr gut mit einem Bytownit von 78—80% An-Gehalt. Die Analyse führt auf 76%.

Das hier als Epidot An. 18 bezeichnete Mineral isolierte J. Morozewicz in kleiner Menge. Es ist ohne Zweifel dasselbe Mineral, welches Prof. Becke in einer Beschreibung des Anorthit-Diorit-schiefers von Senftenberg als Pyroxen bestimmte. Er hält aber diese Bestimmung für unrichtig. Wahrscheinlich liegt ein Mineral der Epidotgruppe vor, das als Neubildung sicher zu erkennen ist.

Wenn nun auch eine Reihe von Waldviertel-Gesteinen chemisch bekannt und speziell die Amphibolite und ihre genetische Beziehung zu den Gabbros durch Analysen genauer untersucht waren, so verblieben doch eine ganze Anzahl wichtiger Typen, von denen noch keine Analysen vorlagen. Da durch zahlreiche gute Aufschlüsse frisches und tadelloses Material der mannigfaltigsten Gesteine leicht zu beschaffen ist und die krystallinen Schiefer des niederösterreichischen Waldviertels eine vollkommene mikroskopisch-petrographische Durcharbeitung erfahren haben, erschien die chemische Untersuchung

einiger wichtiger Gesteinsproben nicht überflüssig. So wurden denn 9 Gesteine der quantitativen chemischen Analyse unterzogen¹⁾, und zwar:

I. Granulit, Wanzenau. Von demselben Granulitvorkommen Wanzenau-Etzmannsdorf stammt der von F. Cornu analysierte Granat. Analyse 21. Der spärlich vorhandene Plagioklas zeigt in einem Schnitte $\perp \alpha$ eine Auslöschungsschiefe von 4° ; Lichtbrechung $\epsilon < \alpha'$, $\omega \approx \gamma'$, entsprechend 16% An.

II. Der sogenannte Gföhler Gneis, Dürnstein. Fenningers Steinbruch westlich vom Ort; das Material wurde von den Blöcken des Bergsturzes daselbst genommen. Der Plagioklas zeigt schmale Albitsäume; innerhalb derselben ergab ein Schnitt $\perp \alpha$ im Kern Auslöschungsschiefe 6.5° entsprechend 14% An, in der Hülle 2° entsprechend 18% An.

III. Granitgneis, Wolfshof, Straße nach St. Leonhard. Krafft-scher Steinbruch, am Ursprung des Stiefernbachs. Plagioklas in sehr geringer Menge neben dem herrschenden Mikroklin-Mikroperthit mit stark entwickelten Myrmekitsäumen.

IV. Schiefergneis, Kremstal bei Krems; südlichster Steinbruch am linken Kremsufer. Der reichlich vorhandene Plagioklas ergab in Schnitten $\perp \alpha$ 10—12° Auslöschungsschiefe. $A B \pi = 7\frac{1}{2}^\circ$ im Kern, 16° in der Hülle; Winkel der Achsenebene im Periklinzwilling $11\frac{1}{2}^\circ$ im Kern, 18° in der Hülle; $\beta = \omega$, $\beta < \epsilon$ im Vergleich mit Quarz. Dies führt auf Oligoklas mit zirka 22% An im Kern, 27% in der Hülle.

V. Glimmerschiefer („Dreieichner Glimmerschiefer“), Breiteneich. Felsen im Ort.

VI. Amphibolit (Schilterner Amphibolit), Kammegg, linkes Kampufer gegenüber der Haltestelle der Bahn. Der Plagioklas ist nach optischer Bestimmung Andesin.

VII. Granatamphibolit, Rosenburg. An der Straße zum Elektrizitätswerk in der Nähe der Kampbrücke. Dieses Gestein erschien von feinen Zersetzungsklüften ganz durchadert, so daß reines Material sorgfältig herauspräpariert werden mußte. Der Plagioklas nähert sich dem Labrador und zeigt stark inverse Zonenstruktur.

VIII. Augitgneis, Burgerwiesen S. Kote 373. Calcitarne Varietät.

¹⁾ Optische Bestimmungen von Prof. F. Becke.

Analysenresultate.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
	Granulit	Gföhler Gneis	Granitgneis	Schiefergneis	Glimmerschiefer	körnig-streif.	Granat-	Calcit- armer	Calcit- reicher
						Amphibolit			
SiO ₂ . .	75.85	73.47	68.67	67.46	71.60	45.19	48.74	53.69	34.65
TiO ₂ . .	0.08	0.23	0.37	0.47	0.54	2.25	1.98	0.59	0.58
Al ₂ O ₃ . .	13.96	13.90	15.39	15.81	14.76	13.39	13.79	13.68	9.53
Fe ₂ O ₃ . .	0.42	—	1.48	0.17	1.90	4.48	3.08	0.25	—
FeO . .	0.97	1.44	1.09	3.63	2.97	10.50	11.45	5.22	4.87
MnO . .	—	—	—	Sp.	—	0.48	0.36	Sp.	—
MgO . .	Sp.	0.33	0.72	2.35	1.09	6.97	6.68	2.45	2.57
CaO . .	0.82	1.31	0.76	2.97	1.17	10.04	10.44	17.25	28.27
Na ₂ O . .	2.70	2.86	1.82	3.18	1.78	3.19	0.98	1.38	1.15
K ₂ O . .	4.34	5.02	9.85	2.08	2.67	0.97	0.67	0.78	2.35
H ₂ O . .	0.58	1.15	0.58	1.28	2.28	2.15	2.06	1.22	0.65
CO ₂ . .	—	—	—	0.10	—	—	—	2.93	15.60
P ₂ O ₅ . .	—	0.12	Sp.	0.17	—	0.24	0.47	0.20	Sp.
S	—	0.10	—	Sp.	—	Sp.	—	—	Sp.
Summe .	99.72	99.93	100.73	99.67	100.76	99.85	100.70	99.64 ¹⁾	100.22 ¹⁾
Dichte .	2.64	2.63	2.61	2.71	2.78	3.09	3.18	2.91	2.83

IX. Augitgneis, Steinbruch im Taffatal, Hammerschmiede, ONO von Roseburg. Calcitreiche Varietät.

Das Material der Analysen II und IV hat Herr Professor F. Becke, das der übrigen Herr Dr. A. Himmelbauer gesammelt. Die Analyse IX wurde im Frühjahr 1910 von mir im Laboratorium des Herrn Professor M. Dittrich in Heidelberg, alles übrige im mineralogisch-petrographischen Institute der Universität Wien ausgeführt. Es wurde nach den Methoden von Hillebrand und Dittrich gearbeitet und zur Berechnung die internationalen Atomgewichte 1913 verwendet.

Die Resultate der chemischen Analysen sind in den beiden Figuren 5 und 6 graphisch dargestellt. Figur 5 gibt einen Ausschnitt aus dem von F. Becke vorgeschlagenen Dreieck SiUL,

¹⁾ Deutliche Spur von Chlor.

Molekularquotienten $\times 1000$.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
SiO ₃ . .	1258	1218	1139	1119	1187	749	808	890	575
TiO ₂ . .	1	3	5	6	7	28	25	7	7
$\frac{1}{2}$ Al ₂ O ₃ . .	273	272	301	309	289	262	270	268	187
$\frac{1}{2}$ Fe ₂ O ₃ . .	5	—	19	2	24	56	39	3	—
FeO . .	14	20	15	51	41	146	159	73	68
MnO . .	—	—	—	—	—	7	5	—	—
MgO . .	—	8	18	58	27	173	166	61	64
CaO . .	15	23	14	53	22	180	186	308	504
$\frac{1}{3}$ Na ₂ O . .	87	92	59	103	57	103	32	45	37
$\frac{1}{3}$ K ₂ O . .	92	107	209	44	57	21	14	17	50
CO ₂ . .	—	—	—	2	—	—	—	67	355
P ₂ O ₅ . .	—	1	—	1	—	2	3	1	—

Metallatomprozente.

Si . . .	72·2	70·1	64·4	64·4	69·8	45·1	48·9	53·7	39·0
Al . . .	15·6	15·6	17·0	17·7	16·9	15·2	15·9	16·0	12·5
Fe . . .	1·1	1·1	1·9	3·1	3·8	12·1	11·9	4·5	4·5
Mg . . .	—	0·5	1·0	3·3	1·6	10·0	9·7	3·7	4·3
Ca . . .	0·9	1·3	0·8	3·1	1·3	10·4	10·9	18·4	33·8
Na . . .	4·9	5·3	3·2	5·9	3·3	6·0	1·9	2·7	2·5
K . . .	5·3	6·1	11·7	2·5	3·3	1·2	0·8	1·0	3·4

Si . . .	72·2	70·1	64·4	64·4	69·8	45·1	48·9	53·7	39·0
U . . .	16·7	17·2	19·9	24·1	22·3	37·3	37·5	24·2	21·3
L . . .	11·1	12·7	15·7	11·5	7·9	17·6	13·6	22·1	39·7

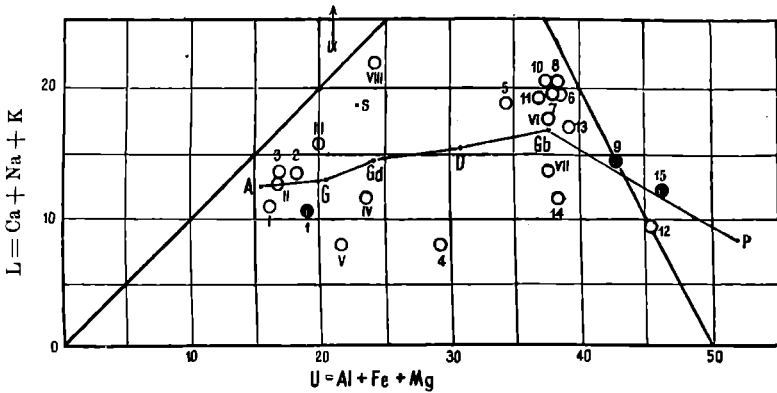
Projektionszahlen.

s	83·0	81·0	77·1	—	—	51·8	54·6	—	—
a ₀	8·8	8·4	8·7	—	—	2·8	1·2	—	—
c ₀	0·8	1·0	0·5	—	—	1·6	3·0	—	—
f ₀	0·4	0·6	0·8	—	—	5·6	5·8	—	—

Figur 6 eine Projektion in dem Dreieck $a_0 c_0 f_0$, wobei $a_0 : c_0 : f_0 = A_0 : C_0 : F_0$ und $A_0 = R'AlO_2$, $C_0 = CaAl_2O_4$, $F_0 = R''_2O$. Außerdem ist die SiO_2 -Ordinate über der Abscisse a_0 eingetragen.

Von einer Diskussion kann hier abgesehen werden, da Professor F. Becke die allgemeinen Ergebnisse in der Einleitung besprochen hat.

Fig. 5.



Erläuterung zu Fig. 5.

Fig. 5 gibt einen Ausschnitt aus dem Dreieck Si U L. Die gebrochene Linie verbindet die Projektionspunkte der von Daly berechneten Mittelwerte der Massengesteine

A Alaskit	Gd Granodiorit	Gb Gabbro
G Granit	D Diorit	P Peridotit

Außerhalb dieser Linie ist noch eingetragen S Syenit.

Arabische Ziffern entsprechen den alten Analysen, römische den neuen.

Die ausgefüllten Punkte bedeuten Massengesteine:

- 1 Granit von Maissau 9 Olivin-Gabbro, Loisberg 15 Gang-Diabas, Ottenschlag
Die leeren Kreise bedeuten kristallinische Schiefer.

Orthogneise:

- | | |
|------------------|-----------------|
| I Granulit | 2 Gföhler Gneis |
| II Gföhler Gneis | 3 Granulit |

III Quarzarmer Granitgneis

Paragesteine:

- | | |
|------------------|--------------------|
| IV Schiefergneis | 4 Hornfelsgranulit |
|------------------|--------------------|

V Glimmerschiefer

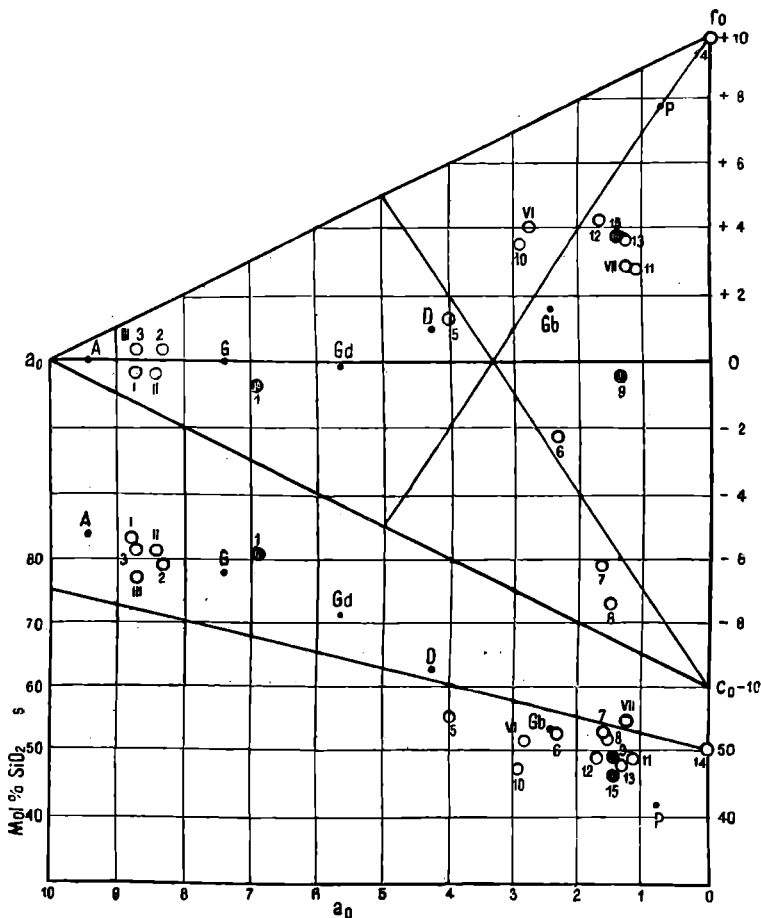
Amphibolite:

- | | |
|---------------------------------|----------------------------|
| VI Körnig-streifiger Amphibolit | 5 Biotit-Amphibolit |
| VII Granat-Amphibolit | 6 } Anorthosit-Amphibolite |
| | 7 } |
| | 8 } |

Augitgneis:
VIII Calcitarm
IX Calcitreich

10 Zoisit-Amphibolit
11 Gabbro-Amphibolit
12 Diallag-Amphibolit
13 Eklogit
14 Strahlsteinfels

Fig. 6.



Erläuterung zu Fig. 6.

Fig. 6 gibt die Projektionspunkte im Dreieck $a_0 c_0 f_0$ und die SiO₂-Ordinate in Molekularprozenten. Die Buchstaben und Ziffern haben dieselbe Bedeutung wie in Fig. 5. Die Paragesteine sind hier weggelassen.

Inhalt.

	pag.
1. Übersicht der petrographischen Verhältnisse von F. Becke	185
Einleitung	185
A. Die Morawische Zone	187
B. Die Moldanubische Zone	189
Die Orthogneise	190
Die Paragneise	196
Schiefergneis	196
Glimmerschiefer	197
Einlagerungen im Schiefergneis	199
Amphibolite	200
I. Gabbro und Amphibolit vom Loisberg	200
II. Gabbro-Amphibolit von Rehberg	201
III. Körnigstreifiger Amphibolit	203
IV. Diallag-Amphibolit	205
V. Fragliche Amphibolit-Typen	205
Olivinfels und Eklogit	206
Lagerungsverhältnisse	208
Verhältnis von Gföhler Gneis zum Schiefergneis	210
Adergneise, Seyberer Gneis	212
Aufschlüsse am Kontakt	215
2. Die kristallinen Schiefer zwischen dem mittleren Kremstal und der Horner Bucht von Alfred Himmelbauer	217
Einleitung	217
Zentraler Teil	218
Randgebiet, Nordflügel	220
Ostflügel	221
Westflügel	223
3. Das Gebiet östlich des Kamptales von Franz Reinhold	226
4. Chemische Analysen von Waldviertel Gesteinen von R. Görgey	235