

Geologische und Montanistische Studien in den Karpathen nördlich von Dobschau.

Von

Privatdozenten

Dr. Joseph Woldřich

in Prag.

Mit 5 Tafeln und 3 Abbildungen im Text.

Herausgegeben

von der

Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt.

B E R L I N.

Im Vertrieb bei der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt
Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

1913.

Inhalt.

	Seite
Einleitung	1
Geologisch-paläontologischer Teil.	
A. Stratigraphische Übersicht	3
I. Die Konglomeratzone	4
II. Die Porphyroidzone	11
III. Die Zone der Diabase und ihrer Tuffe	18
IV. Gabbro	30
V. Carbon	43
VI. Trias	45
VII. Diluvium-Alluvium	48
B. Tektonik	49
C. Paläontologischer Teil	56
1. Reste einer devonischen (?) Flora	56
2. Versteinerungen carbonischen Alters	58
a) Untercarbon	58
b) Obercarbon	59
D. Morphologische Beobachtungen	61
Zusammenfassung des geologisch-paläontologischen Teiles	65
Lagerstättenkundlicher Teil.	
I. Einleitung	68
II. Die Zusammensetzung und Struktur der Gangmasse, die paragenetischen Verhältnisse, primäre und sekundäre Teufenunterschiede	71
III. Der Einfluß der Gänge auf die Nachbargesteine	79
IV. Die Mächtigkeit der Gänge, ihr Verhalten im Streichen und Fallen	81
V. Beziehung der Gänge zur Gebirgsfaltung, die Dislokationen, Entstehung und Alter der Gänge	84
VI. Beschreibung der einzelnen Gänge	91
1. Gugler Erzrevier	91
2. Königsberger Erzrevier	97
3. Vogelsberger Erzrevier	98
Zusammenfassung des lagerstättenkundlichen Teiles	101
Literaturverzeichnis	105

Einleitung.

Wenn wir den Verlauf des Alpenbogens von W gegen O verfolgen, ersehen wir, daß der nördliche Teil der Ostalpen plötzlich bei Wien und weiter südlich hiervon längs großer Brüche miocänen Alters endet und nach längerer Unterbrechung in den Karpathen seine Fortsetzung findet, während der weitere Verlauf des südlichen Teiles der Alpen im dinarischen Gebirge zu suchen ist. Das Bindeglied zwischen Alpen und Karpathen liegt also unter jungtertiären Sedimenten begraben und nur einige Inseln, welche dem Absinken Widerstand leisteten, erinnern uns daran, daß die Karpathen bloß die Fortsetzung der Alpen darstellen. Der unlängst verstorbene geniale Wiener Geologe V. UHLIG, der beste Kenner der Karpathen, unterschied in seinem »Bau und Bild der Karpathen« (1)¹⁾ in den Mittel- und Westkarpathen drei Hauptzonen, und zwar 1. die äußere oder Sandsteinzone, 2. innere Zonen, bestehend aus a) der Klippenzone, b) den Kerngebirgen, c) dem inneren Gürtel (= Vepor- und Zips-Gömörer Erzgebirge), 3. die vulkanische Zone an der Innenseite der Karpathen.

Das von uns in einer Länge von 8 km und Breite von 3¹/₂ km kartierte Gebiet liegt nördlich von Dobschau in UHLIG's »innerem Gürtel«, und zwar im Zips-Gömörer Erzgebirge. Der innere Gürtel beginnt bei Detva und verläuft von Wien gegen NO bis zum Gebirgsknoten Kralova Hola, biegt dann gegen Osten um, um plötzlich am großen Hernadbruche sein Ende

¹⁾ Die eingeklammerte Zahl weist auf das am Ende der Arbeit stehende Literaturverzeichnis hin.

zu finden. Das durchforschte Gebiet liegt teils im Zipser-, teils im Gömörer Comitate; die Grenze zwischen beiden folgt dem Göllnitztale.

Ältere, unser Gebiet betreffende geologische Arbeiten stammen insbesondere von ANDRIAN, HAUER und STUR; in neuerer Zeit arbeiteten daselbst hauptsächlich BÖCKH, SCHAFARZIK, GESSELL, POSEWITZ, ILLES, VOIT u. a. Die stratigraphischen Verhältnisse sowie das Alter mancher Schichtenkomplexe sind bis jetzt vielfach wegen Mangels an Versteinerungen noch nicht ganz klar. Tektonisch war unser Gebiet im Detail überhaupt noch nicht bearbeitet. Die Kartierung wird durch den Mangel an Wegen, durch die alten, vielfach unrichtigen topographischen Karten und die Unzugänglichkeit mancher Bergabhänge ziemlich erschwert.

Geologisch-paläontologischer Teil.

A. Stratigraphische Übersicht.

UHLIG (1) führt als Zentralzone des Zips-Gömörer Erzgebirges die sog. erzführende Serie an, welche aus metamorphen Gesteinen besteht, die von sauren und basischen Intrusionen, von Porphyroiden und Grünsteinen durchbrochen werden. An diese Serie schmiegen sich dann nach UHLIG wie im Norden so im Süden eine Zone roter carbonischer, vielleicht culmischer Grauwacken, weiter Carbon und Trias an. Nach HAUER (2) würde UHLIG's erzführende Serie devonischen Alters sein. BÖCKH (3) hält die Zentralzone des Erzgebirges, welche aus Graniten, Graphitschiefern, phyllitischen Gesteinen, Sandsteinen, Grauwacken, bituminösen Kalken und Dolomiten zusammengesetzt ist, für untercarbonisch, bezw. für noch älter. Die Quarzporphyre drangen nach ihm zur Zeit der intracarbonischen Faltung empor. Zum Obercarbon würden dann die Sandsteine, roten Schiefer, Quarzitschiefer, Konglomerate und Breccien gehören. In deren Hangendem liegen hiernach permische Quarzite, Sandsteine usw., während letztere von Werfener Schichten und Obertrias überlagert werden. VOIT (4) behält im ganzen die Stratigraphie UHLIG's und der älteren Wiener Geologen; ebenso BARTELS (5), welcher jedoch das permische Alter der roten Sandsteine und Schiefer, sowie das triadische Alter der als Werfener Schiefer angeführten Schichten bezweifelt. Die ungarischen im Erzgebirge kartierenden Geologen halten an der in BÖCKH's verdienstvollen Arbeiten aufgestellten Stratigraphie fest.

Im nördlichen Teile des Erzgebirges liegt UHLIG's Carbon im Liegenden der älteren erzführenden Serie, BÖCKH's Perm unter dem Carbon. UHLIG nimmt hier, soweit ich seinen Profilen entnehme (1, Fig. 23), überkippte Isoklinalfalten an. Ich vermisse nun in einer großen Anzahl der unser Gebiet betreffenden Arbeiten die Akzentierung dieses Umstandes, ja man spricht z. B. oft von Carbon- und Permsandsteinen oder -Quarziten im Hangenden der Grünschiefer dort, wo sich diese Sedimente in Wirklichkeit im Liegenden der genannten Gesteinsserie befinden.

Ich unterscheide auf Grund meiner Kartierung und meiner tektonischen Studien in unserem Gebiete: 1. Älteres Palaeozoicum, und zwar a) die Zone der Konglomerate, b) der Porphyroide, c) der Diabase und Chloritschiefer (Diabastuffe); 2. Gabbro; 3. Carbon; 4. Trias; 5. Diluvium und Alluvium. Ich weiche also hauptsächlich in der zuerst aufgestellten Gesteinsgruppe, was das Alter anbetrifft, von den üblichen Anschauungen ab; denn die Zone der Konglomerate gehört nach UHLIG zum Carbon, nach BÖCKH zum Obercarbon und Perm; die Porphyroidzone würde nach BÖCKH ihrem Alter nach der carbonischen Faltung entsprechen. Die normale Schichtenfolge der altpaläozoischen Sedimente kann man meiner Ansicht nach im Profile Vogelsberg-Sturtz (Prof. A—B) verfolgen, während das Carbon bloß in tektonischen Schollen (Prof. E—F) auftritt und die Trias vom älteren Gebirge im Norden durch eine große Längsdislokation getrennt ist.

Ich werde nun im folgenden die einzelnen von mir festgestellten Gruppen zunächst vom stratigraphischen und petrographischen Standpunkte beschreiben.

I. Konglomeratzone.

In dieser liegendsten, im ganzen gegen SO einfallenden Zone unterscheide ich grobe, breccien- oder grauwackenartige Konglomerate, Grauwacken, Grauwackenschiefer, Tonschiefer, Glimmersandsteine, rote Quarzite und Quarzitschiefer. Die ge-

nannten Gesteine befinden sich in Wechsellagerung und gehen gegenseitig ineinander über, bloß die Konglomerate bilden einen einigermaßen anhaltenden Horizont, weshalb ich für den ganzen Schichtkomplex den Namen Konglomeratzone wählte. In ihrem liegendsten Teile treten dichte, wenig glänzende tonige bis quarzige Schiefer von roter Farbe auf.

Die Konglomerate sind gewöhnlich rot, manchmal hellgelb gefärbt und enthalten hauptsächlich Quarzgerölle, seltener Bruchstücke eines talkigen Gesteines, wie es in unserem Gebiete wenigstens im Hangenden der Konglomerate nirgends vorkommt. Das krystalline Bindemittel ist quarzig, häufig reich an Glimmer oder Chlorit; auch pflegt das Konglomerat geschiefert zu sein. Falls die Quarzbruchstücke mehr eckige Gestalt annehmen, geht das Konglomerat in eine Breccie oder ein breccienartiges Konglomerat über, während durch Größenabnahme des klastischen Materials grau wackenartige Gesteine entstehen. Diese werden oft ziemlich feinkörnig und sind rot oder grau gefärbt; auch in ihnen trifft man stellenweise Bruchstücke eines talkigen Gesteines an. Durch Abnahme der Korngröße und Zunahme der Schieferung entstehen schließlich Grau wackenschiefer, welche wiederum in Tonschiefer allmählich übergehen. Falls endlich makroskopisch nicht unterscheidbare Quarzkörner durch ein Quarzbindemittel verbunden sind, entstehen Quarzite, die rot oder graugelb gefärbt sind. Untergeordnet trifft man auch Bänke von Glimmersandstein an. Unter dem Mikroskope fand ich in vielen der genannten Gesteine sekundären Spinell und Erze an. Kataklastische Erscheinungen lassen sich klar an den Quarzen der gepreßten Konglomerate und Grau wacken verfolgen.

Die Konglomeratzone bildet in unserem Gebiete ein breites Band, welches von NO nach SW über Gelobtes Land, den Königsberg, Stadtberg, Hopfgarten ins Florenseifental verläuft.

Vogelsberg. Am westlichen Abhange tritt im Liegenden der Porphyroidzone in nördlicher Richtung bis zur Dolina hauptsächlich Konglomerat auf; von hier läßt sich die stellen-

weise grauwackenartige Konglomeratbank in nordöstlicher Richtung bis ins Gelobte Land verfolgen. Nördlich von Dolina kommen an den Abhängen des Vogels- und Königsberges stellenweise breccienartig oder grauwackenartig ausgebildete Konglomerate, Grauwackenschiefer in Wechsellagerung und mit graugelben Quarzitbänken vor. Weiter nördlich, bereits außerhalb des Bereiches unserer Karte, folgen dann rote Quarzitschiefer, graue Glimmersandsteine und rote, bisweilen auch grüne Schiefer. Dieser ganze Schichtenkomplex ist auf der alten geologischen Karte (1:75 000) der geologischen Reichsanstalt als Carbon bzw. Perm verzeichnet, hat aber meiner Anschauung nach entschieden nichts mit dem in gleicher Farbe eingezeichneten wirklichen Carbon von Dobschau zu tun.

Auf dem Wege von der östlichsten Porphyroidscholle nördlich über den Vogelsberg ins Gelobte Land trifft man zuerst Konglomerate, dann Grauwackenschiefer, weiter Konglomerate und dieselben Schiefer an. Ebenso wurde die Konglomeratzone bei den Begehungen über den Kamm des Vogelsberges festgestellt.

Königsberg. Am südlichen Abhange tritt diese Zone im Liegenden der Porphyroide in Gestalt von roten, stellenweise äußerst groben oder breccienartigen Konglomeraten auf; auch kommen Bänke rötlich-violetter Grauwackenschiefer vor. Die Schichten streichen vorherrschend NO-SW und fallen unter 40 bis 48° gegen SO ein; vor der Brücke über den Göllnitzfluß findet man jedoch ein abweichendes Streichen OSO-WNW und Einfallen etwa 33° nach SSW. Ersteres nimmt allmählich wieder die normale Richtung an. Weiter westlich ist das Streichen wiederum ONO-WSW und das Einfallen SSO mit etwa 27°; auch wird das Konglomerat von Diaklasen in der Richtung N-S und NNO-SSW durchsetzt. In der Nähe der Bruchlinie ist dann abermals die Schichtenlagerung gestört. Verfolgen wir nun das Tal des Baches, welcher in der Mitte des Königsberges entspringt, aufwärts, so stoßen wir bis zum Bergkamme zuerst

auf Konglomerate, dann auf glimmerreiche, oft überaus feine Grauwackenschiefer. Auf dem Wege von Punkt 1059 in südwestlicher Richtung fand ich in feinen rötlichen Schiefen, die bis zur Isohypse 960 andauern, etwa in der Höhe von 940 m Pflanzenabdrücke. Wenn wir nun von dieser Stelle den Königsberg wiederum in nördlicher Richtung begehen, finden wir zuerst die Fortsetzung dieser Schiefer, in deren Liegendem dann oft breccienartige Konglomerate mit eingelagerten Grauwackenschiefern auftreten. So gelangen wir ins Weißwassertal an der nördlichen Grenze unserer Karte und finden nun in südwestlicher Richtung am linken Ufer hauptsächlich Konglomerate, Grauwacken und Grauwackenschiefer, am rechten Ufer insbesondere dichte rote Schiefer, Grauwackenschiefer und Konglomerate.

Die Grenze zwischen letzteren und dem Gabbro bildet ein vom Königsberg in die Weißwasser fließender Bach. Am östlichen Abhange des Königsberges fand ich die Konglomeratzone im Tale des bei Dolina mündenden Baches, wo ich zuerst stark gepreßte Konglomerate, hierauf dieselben Schiefer und oberhalb der Quellen bei 1000 m feine Grauwacken feststellte, welche sich weiter über den Kamm verfolgen lassen und in rote Grauwacken- und Tonschiefer am nördlichen Rande unserer Karte übergehen; östlich hiervon bis ins Tal kommen Grauwackenschiefer, Grauwacken und Konglomerate vor. Talabwärts treffen wir nun bis zum nächsten seitlichen Bache nur Konglomerate an und verfolgen wir diesen Bach talaufwärts, so finden wir bis zur Höhe von 1000 m nur Konglomerate.

Stadtberg. Am westlichen Abhange treten nördlich vom Gabbro Grauwackenschiefer mit Konglomeratbänken zutage, hierauf folgt eine äußerst feine und schieferige Grauwacke und tafelige Quarzit. Dieselbe Gesteinsfolge kann man am östlichen Abhange und bei einer Begehung vom nördlichsten Punkt der Höhenlinie 900 m in südlicher Richtung feststellen.

Die Konglomeratzone im westlichen Teile unserer Karte. Auf dem von Palzmannshütte zur Dobschauer Masse

führenden Wege findet man nördlich vom Gabbro Grauwackenschiefer mit Konglomeratbänken, weiter feine graue, bisweilen grauackentartige, transversalgeschiefterte Schiefer, welche auch hier normal nach SO einzufallen scheinen; mit diesen wechselagern dichte rote Schiefer, welche auf den alten Karten der geologischen Reichsanstalt gewöhnlich als Werfener Schiefer angesprochen werden, und eine serizitische Einlagerung mit Pyrit- und Carbonatimprägation. Am Wege, welcher von Dobschauer Masse zum Kreuze¹⁾ führt, beobachten wir abermals die enge stratigraphische Verbindung der roten Schiefer mit der Konglomeratzone; hierzu gesellen sich dann weiter graugrüne Quarzite, graue transversalgeschiefterte Schiefer und eine wenig mächtige Konglomeratbank. Nördlich vom Wege, der vom Kreuze ins Florenseifental führt, liegt Punkt 921, über welchen etwa die Grenze zwischen Gabbro und Konglomeratzone verläuft. Nordwestlich hiervon bis ins Tal »Unter Stein« kommen hauptsächlich Konglomerate und dichte rote Schiefer vor, welche auch weiter westlich und östlich austreichen. Dieselben Schichten finden wir bei einer Begehung von der Kreuzungsstelle der Täler des Florenseifenbaches und Unter Stein in südöstlicher Richtung über Cote 957, ebenso längs des von hier zum Kreuze führenden Weges. In geringerer Mächtigkeit findet dann die Konglomeratzone in westlicher Richtung im Florenseifentale ihre Fortsetzung.

Ein selbständiges Konglomeratband tritt südlich von Palmannshütte auf und streicht nach SW; seinen Verlauf konnte ich auf dem Wege gegenüber Palzmannshütte und an allen zum Kreuze führenden Wegen feststellen. Das Konglomerat pflegt gepreßt und geschiefert zu sein und streicht nordwestlich vom Kreuze NO-SW mit einem Einfallen von 50° gegen SO. Ich glaube, daß dieses Konglomeratband im Göllnitztale seine östliche Fortsetzung hat, zumal sich am Nordabhange der Gugel Konglomeratbruchstücke vorfinden.

¹⁾ Nördlich von Punkt 874 auf dem Langenberge steht ein Kreuz an der Stelle, wo sich 3 Wege kreuzen.

Wir wollen nun die bisherigen Angaben über das Alter dieser Zone in unserem Gebiete und dessen Umgebung mit unserer Ansicht vergleichen. STUR (6) rechnete die östliche Fortsetzung unserer Konglomeratzone gegen Krompach und Kotterbach zum Carbon. Versteinerungen konnte er aus diesen Schichten nicht anführen und betrachtete die Konglomerate als facielle Ausbildung des Carbons gegenüber dem kalkigen und schieferigen Carbon von Dobschau. Die nördlich von dieser Zone liegenden Quarzite, Sandsteine und Konglomerate reihte er in die Permformation ein. Ähnlich auch HAUER (2) und ANDRIAN (7), welcher unsere Konglomeratzone mit dem alpinen Verrucano vergleicht und bemerkt, daß das Konglomerat auf der Knoll (östlich vom Vogelsberg) Bruchstücke von Grünschiefern und Diorit enthält. Letzteres kann ich trotz sorgsamem Suchens nicht bestätigen. UHLIG (1) zählt die roten, seltener grünen, mehr oder weniger sericitischen Schiefer am nördlichen Rande des Zips-Gömörer Erzgebirges zum Obercarbon oder vielleicht zum Culm. Nach BÖCKH (3) würde unsere Konglomeratzone zum Obercarbon und Perm gehören. BARTELS (5) spricht sich für das carbonische Alter der Konglomerate und der mit ihnen verbundenen Grauwacken und Schiefer am nördlichen Rande der Zips aus, während er die roten Sandsteine dem Perm zuzählt. VOIT (4), welcher das Gebiet von Dobschau bis zur Göllnitz kartierte, bemerkte zwar den auffallenden Gegensatz zwischen dem echten Carbonkonglomerat auf der Gugel und dem roten groben Konglomerate der Konglomeratzone, verband jedoch beide stratigraphisch und hielt beide für carbonisch, indem er sie als Denudationsrelikte auffaßte, soweit ich aus seiner geologischen Karte herauszulesen vermag. Die Konglomeratserie bildet jedoch eine ganz selbständige stratigraphische Zone. Zu ihr gehört auch ein Teil der von VOIT als Tonschiefer angeführten Schichten am Nordrande seiner Karte im Florenseifentale und Unter Stein; er selbst macht richtig auf die sandige und klastische Natur und den hohen SiO_2 -Gehalt (über 75%) dieser Schiefer aufmerksam.

ILLES (8) faßt die in Sandsteine und rote Schiefer übergehenden Konglomerate westlich von unserem Gebiete, sowie VOIT's Carbonkonglomerate als permisch auf. AHLBURG¹⁾ (71) hält die Konglomerate für vermutlich devonisch.

Ich halte nun mit AHLBURG im Gegensatze zu den angeführten Autoren die Konglomeratzone für den ältesten, und zwar altpaläozoischen Schichtenkomplex unseres Gebietes aus folgenden Gründen:

1. Die Konglomeratzone liegt in der Tat im Liegenden aller anderen von mir angeführten paläozoischen Zonen, von welchen wenigstens die Diabase und Chloritschiefer sicher älter als Carbon sind.
2. Wenn das Konglomerat permischen Alters wäre, so sollte es doch mit Wahrscheinlichkeit auch Bruchstücke der älteren Gesteine, wie Gabbro, Diabase, Chloritschiefer, Carbonkalke, Carbonschiefer usw. enthalten, was ich nirgends feststellen konnte.
3. Der von STUR (9) als typischer Begleiter der Permschichten in den Karpathen angeführte Melaphyr fehlt unserem Gebiete vollständig.
4. In den rötlichen Schiefen der Konglomeratzone fand ich an einigen Stellen Pflanzenabdrücke, welche lebhaft an die von anderwärts bekannte altpaläozoische, insbesondere devonische Flora erinnern. Ich werde diese Abdrücke später behandeln.
5. Auf der Gugl fand ich das durch Fossilienfunde festgestellte Unter- und Obercarbon in kalkiger und schieferiger Facies, wie es an einigen Stellen bei Dobschau vorkommt, ohne jegliche Verbindung mit der Konglomeratzone, die teilweise auch verschiedentlich zum Carbon gerechnet wird. Es wäre das Nebeneinandersein zweier solcher petrographisch vollständig verschiedenen und stratigraphisch nicht zusammenhängenden Carbonfacies schwer zu er-

¹⁾ Nach einem mir von Herrn Dr. AHLBURG in Berlin freundlichst geliehenen Manuskripte aus dem Jahre 1910.

klären. Das Carbon auf der Gugl ist längs Brüchen in den Gabbro eingesunken.

6. Es besteht keine Diskordanz zwischen den vermeintlichen Perm- und Carbonkonglomeraten und den älteren Formationsgliedern, wie man es doch zufolge der variscischen Faltung erwarten würde, und wie sie auch in den Alpen an verschiedenen Stellen bewiesen wurde.

Ich kann also aus den angeführten Gründen die Konglomeratzone unseres Gebietes nur als eine bisher in den Karpathen allerdings nicht festgestellte Facies des älteren Palaeozoicums ansehen.

II. Porphyroidzone.

Stratigraphie.

Hierher gehören phyllitartige und sericitische Gesteine, welche hauptsächlich durch Umwandlung von Porphyren, Keratophyren und deren Tuffen entstanden. Sie treten insbesondere am Vogelsberge und Königsberge im Hangenden der Konglomerate auf.

Königsberg. Am südlichen Abhange westlich von Rabenseifen tritt die Porphyroidzone in Gestalt phyllitischer Gesteine mit Bändern offenbar tuffartigen Materials auf; oder es sind sericitische Gesteine, welche oft noch ihre ursprünglich porphyrische Struktur verraten. Allgemein herrscht ein südöstliches Einfallen vor. Ein abweichendes, an zwei Stellen hier festgestelltes Einfallen nach NW dürfte lokaler Faltung oder nahen Dislokationen zuzuschreiben sein. Längs der Grenze zwischen Porphyroid- und Konglomeratzone verläuft über den Königsberg eine Reihe von Pingen, welche verrät, daß man schon in alten Zeiten gut den Verlauf der Sideritgänge an der Grenze beider Zonen kannte. Auch findet man am östlichen Abhange des Königsberges dort, wo die Porphyroidzone austreicht, zahlreiche Spuren alter Schürfungen. Neben dunklen phyllitischen Gesteinen mit Tufflagen fand ich hier auch metamorphe und gepreßte, porphyrische Gesteine vor.

Vogelsberg. Hier liegt die Fortsetzung der genannten Zone, die jedoch durch Querbrüche (Blattverschiebungen) im Bereiche unserer Karte in drei stufenweise gegen S verschobene Schollen zerlegt ist. Am westlichen Abhange des Vogelsberges kann man schöne Probestücke der phyllitischen Gesteine mit Tufflagen finden, so im zweiten kleinen Seitentale oberhalb Rabenseifen. Die Porphyroide treten dann weiter südlich im kleinen Rabenseifental und beim Stollen Cilli auf, weiter findet man sie nahe der östlichen Grenze unserer Karte in der Umgebung eines verlassenen Stollens sowie auf der Halde.

Auf dem Ebersberge fand ich Porphyroidbruchstücke in einer Erosionsrinne am Wege, der aus dem Göllnitztale über den Nordabhang des Ebersberges auf die Gugl führt, dann weiter westlich unterhalb des Mariastollens. Beide Funde könnten darauf hinweisen, daß auch hier unter den Diabasen die Porphyroidzone liegt. Das Auftreten eines tuffartigen, manchen Porphyroiden ähnlichen Gesteins am südlichsten Ausläufer des Stadlberges könnte man mit dem hier wohl vorherrschenden antiklinalen Bau in Zusammenhang bringen. Weiter fand ich dunkle phyllitische Schiefer, ähnlich wie sie in der Porphyroidzone vorkommen, in der Nähe des blinden Weges, welcher vom Kreuze auf den nördlichen Abhang der Gugl führt; auch dies würde auf das Vorkommen von Porphyroid im Liegenden der Diabaszone hinweisen. Im Florenseifentale findet man stellenweise im Hangenden der Konglomeratzone schwarze porphyroidartige Schiefer, welche auf der Karte zu einer schmalen Zone allerdings nur rekonstruiert wurden.

Petrographie.

Es ist das Verdienst SCHAFARZIK's¹⁾, zuerst die Quarzporphyre, ihre Tuffe und die Produkte der Metamorphose dieser Gesteine in den Karpathen festgestellt und beschrieben zu

¹⁾ Der Freundlichkeit Herrn Bergrats Prof. SCHAFARZIK verdanke ich die Zusendung der von ihm zuerst als Porphyroide bezeichneten Gesteine. Ich erlaube mir hierfür meinen aufrichtigsten Dank auszusprechen.

haben (10, 11). In den angeführten Publikationen findet man auch eine schöne eingehende, petrographische und genetische Beschreibung der Porphyroide. Die Gesteine dieser Zone pflegen schiefrig oder flaserig zu sein, ihre Farbe ist grau, grauschwarz oder grünlich; zuweilen sind sie auch fleckig oder gebändert und erinnern dann an ihre ursprünglich porphyrische Struktur. In der Nähe von Erzgängen sind sie gewöhnlich in einen grünlichen sericitischen Schiefer umgewandelt und mit Erzen und Carbonaten reich imprägniert. Makroskopisch kann man hauptsächlich nur Quarz und Glimmer unterscheiden; die mikroskopische Struktur ist kataklastisch und breccienartig, bisweilen mit Spuren der ursprünglich porphyrischen Struktur in Form von Quarzeinsprenglingen.

Mikroskopisch erscheinen die Porphyroide hauptsächlich aus Quarz und Feldspat (insbesondere Albit) zusammengesetzt, zu welchem untergeordnet heller Glimmer als Produkt der Feldspatersetzung hinzutritt. Der Quarz pflegt vollständig gewissermaßen in eine Grundmasse zermalmt zu sein, in welcher stellenweise größere Quarzindividuen von einigermaßen kristallographischen Umrissen mit deutlichen magmatischen Korrosionserscheinungen auftreten. Zwischen den kleineren Quarzkörnern liegen nicht lamellierte Feldspatkörner, welche offenbar dem Albit angehören und infolge der fast gleich hohen Lichtbrechung vom Quarz fast nicht zu unterscheiden wären, wenn sie sich nicht durch ihre Zersetzung und auch im konvergenten polarisierten Lichte verraten würden. Feldspateinsprenglinge fand ich nicht. Ein heller, sericitartiger Glimmer ist stark vertreten und bildet oft etwa die Hälfte der ganzen Gesteinsmasse. Die Glimmerstreifen umrahmen die zerquetschten Quarzlinsen, obzwar wir auch in den Quarzkörnern und Albitaggregaten unregelmäßig zerstreute Glimmerblättchen vorfinden. Der größere Teil des Glimmers gehört, wie aus der chemischen Analyse und ihrer Berechnung erhellt, infolge des hohen Gehaltes an Na_2O dem Paragonit an. Ich erinnere an ein ähnliches Vorkommen von Paragonit in den zwischen

zwei Diabaslagern befindlichen Paragonitschiefern in Nordamerika (12).

Überaus zahlreich sind insbesondere in der Nähe der Erzgänge die Carbonate; sie treten als Ausfüllungsmasse feiner Spalten sowie zwischen den anderen Gemengteilen auf und ihr fremder Ursprung scheint ganz offenbar zu sein. In kalter HCl brausen sie nicht auf, gehören also nicht dem Calcit an. Da bei ihrer Verwitterung braunes Eisenhydroxyd entsteht und sie in der Phosphorsalzperle eine intensive Reaktion auf Fe geben, so gehören sie wohl größtenteils dem Siderit an, dem allerdings auch etwas MgO und CaO beigemischt sein dürfte. In manchen Porphyroiden ist jedoch bestimmt auch Calcit und Magnesit anwesend. Der Siderit tritt in Form von Körnern und Rhomboedern auf.

Der Pyrit pflegt in Krystallen oder ganz fein verteilt vorzukommen, ebenso der Haematit. Durch Verwitterung der Eisenerze entsteht Limonit. Rutil tritt nur in den genannten Carbonatausfüllungen der Spalten auf und ist fremden Ursprungs; er kommt auch in schönen Zwillingkrystallen nach $P\infty$ (101) vor. Turmalin fand ich in kleinen nadelförmigen Krystallen. Akzessorisch tritt etwas Chlorit und Spinell hinzu.

Die Analyse des Porphyroids aus dem Stollen Cilli.

Mikroskopisch fand ich im Porphyroide Quarz, Albit, hellen Glimmer, Carbonate, Pyrit, Limonit, etwas Turmalin und Chlorit. Die folgende sowie die weiteren neuen chemischen, quantitativen und qualitativen Gesteinsanalysen verdanke ich der Freundlichkeit des Herrn JOS. HANUŠ, ord. Professors an der böhm. techn. Hochschule in Prag, auf dessen Veranlassung sie sein Assistent Herr A. JÍLEK sorgfältig ausführte.

Ursprüngl. Analyse	1.	2.	3.	
SiO ₂	59,30	68,71	71,50	S = 71,50
Al ₂ O ₃	16,62	19,26	11,79	A = 5,98
Fe ₂ O ₃	3,88	} 1,63 ²⁾	1,41	C = 0,56
FeO	3,56			F = 44,97
CaO	1,43	0,50	0,56	M = 0
MgO	3,07	2,28	3,56	K = 1,7
K ₂ O	0,46	0,53	0,35	a = 10,5
Na ₂ O	4,82	5,59	5,63	c = 1
CO ₂	3,83	—	—	f = 8,5
Glühverlust ¹⁾ . .	1,89	1,50	5,20	
FeS ₂	0,56	—	—	
Summe	99,42	100,00	100,00	

1. Ursprüngliche Analyse.
2. Dieselbe auf 100 verrechnet nach beiläufiger, auf Grund der mikroskopischen Untersuchung festgestellter Abrechnung von Fe₂O₃ (2 v. H.) auf Fe-Hydroxyd, FeO (3 v. H.) auf FeCO₃, CaO (1 v. H.) auf CaCO₃, MgO (1,1 v. H.) auf MgCO₃, H₂O (0,6 v. H.) auf Fe-Hydroxyd und FeS₂ als Pyrit.
3. Molekularzusammensetzung in Prozenten.

Die Gesteinsformel nach OSANN und GRUBENMANN ist also

$$s_{71,5} a_{10,5} c_1 f_{8,5} k_{1,7}.$$

S = absolute Menge von SiO₂ + TiO₂,

A = Summe der an Al₂O₃ im Verhältnis 1:1 gebundenen Alkalien,

C = Menge von CaO, welches im Verhältnis 1:1 an Al₂O₃ gebunden ist,

F = Summe von FeO, MgO, etwa übriggebliebenes CaO (= M),

M = Menge von CaO, welche nicht an Al₂O₃ gebunden ist,

T = Menge von Al₂O₃, welche nach Sättigung der Alkalien und von CaO mit Al₂O₃ übrig bleibt,

¹⁾ Nach Abrechnung von CO₂.

²⁾ Fe₂O₃ auf äquivalentes FeO berechnet.

K = Verhältnis der Menge von SiO_2 zu den übrigen Oxyden;

$$K = \frac{\text{SiO}_2}{6A + 2C + F}$$

a, c, f = Zahlenwerte von auf die Summe 20 umgerechneten

A, C, F; es sind dies OSANN's Projektionswerte.

Unser Gestein weist eine ziemliche Verwandtschaft mit dem von GRUBENMANN (13) aus dem Engadin angeführten Sericitphyllit auf, der eruptiven Ursprungs ist und dessen Formel lautet: $s_{80,7} a_{10} c_{23} k_{1,9}$. Die Projektionspunkte beider Gesteine liegen im zweiten Sextanten des OSANN'schen Dreiecks (siehe Abbild. 1, S. 41), wo auch überhaupt die Projektionspunkte der Quarzporphyre (14) zu liegen pflegen.

Entstehung und Alter der Porphyroide.

SCHAFARZIK (11) erkannte als erster die wirkliche Natur der Porphyroide, welche früher gewöhnlich als Sericitschiefer oder -gneise angeführt wurden. Er verfolgte bei Rosenau Übergänge von fast unveränderten Quarzporphyren zu vollständig schieferigen Porphyroiden und weiter zu weißlichen bis gelblichen, hauptsächlich aus Sericit zusammengesetzten Schiefen. Er erkannte gleichfalls, daß neben echten Quarzporphyren auch ihre Tuffe vorkommen, die in metamorphem Zustande allerdings von ersteren sehr schwer zu unterscheiden sind. Quarzporphyre erwähnt aus unserem Gebiete auch REDLICH (69).

Meiner Ansicht nach treten nun zu den Quarzporphyren und ihren Tuffen in der Porphyroidzone noch stellenweise Quarzkeratophyre und ihre Tuffe hinzu. So war z. B. das Eruptivgestein, aus welchem unser analysierter Porphyroid entstand, reich an alkalischen Natronfeldspaten, wie man aus dem Überwiegen von Na_2O über K_2O schließen kann. Eben durch dieses Vorherrschen von Na vor K unterscheiden sich die Quarzkeratophyre von den Quarzporphyren. Ich sprach also das Ursprungsgestein, aus welchem unser analysierter Porphyroid entstand, als Quarzkeratophyr an. Ähnliche Porphyroide, die aus Quarzporphyren, Quarzkeratophyren, Kerato-

phyren und deren Tuffen entstanden, beschrieb BÜCKING (15) aus dem Taunus; sie sind manchmal so stark metamorphosiert, daß sie Dachschiefeln ähnlich sehen. Gleichen Ursprungs sind nach JOHNSEN (16) die Porphyroide im Harz und in Thüringen. Sicher sind jedoch in unserem Falle neben Quarzkeratophyren auch ihre Tuffe und anderweitiges sedimentäres Material, weiter Quarzporphyre und ihre Tuffe vertreten, welche an anderen Stellen des Zips-Gömörer Erzgebirges so stark verbreitet sind, wie die Forschungen SCHAFARZIK's beweisen. In den von ihm angeführten diesbezüglichen Analysen ist $K_2O > Na_2O$.

Interessant ist demnach in unserem Gebiete das gemeinschaftliche Auftreten von Gesteinen aus der Reihe der alkalischen Magmen, z. B. der Quarzkeratophyre und Porphyre, mit solchen aus der Reihe der alkalisch-kalkigen Magmen im Sinne ROSENBUSCH's, z. B. des Gabbros und der Diabase, oder anders gesagt von Gesteinen der atlantischen mit solchen der pazifischen Sippe im Sinne BECKE's (17). Es ist dies ein abermaliger Beweis dafür, daß in der Tat »gemischte magmatische Bezirke« — wie sie WEBER (18) nennt — existieren, in welchen Vertreter der beiden von ROSENBUSCH aufgestellten Magmatypen gemeinsam vorkommen. Mit dieser Frage beschäftigten sich in letzter Zeit insbesondere einige Arbeiten ERDMANNSDÖRFER's (19), in welchen auch mit den unserigen analoge Beispiele angeführt werden.

Ich halte also die ganze Porphyroidzone für ein System von mehr oder weniger umgewandelten Quarzporphyren, Quarzkeratophyren, Keratophyren und deren Tuffen, zu welchen noch etwa sedimentäres Material hinzutritt; ihre Entstehung verdankt die ganze Zone einer oder mehreren submarinen Eruptionen, welche durch Ruhepausen voneinander getrennt waren.

Was das geologische Alter der Porphyroide anbelangt, so hält sie SCHAFARZIK (10) für jünger als Carbon, vielleicht für permisch; nach BÖCKH (3) und anderen fällt ihre Eruption in die Zeit der intracarbonen Faltung. Ich halte mit Hinsicht

auf unsere stratigraphischen Verhältnisse die Porphyroide für altpaläozoisch, während wohl zuerst zur Carbonzeit ihre Metamorphose stattfand. In ähnlicher Weise sind z. B. auch die Harzer Porphyroide (16) konkordant mitteldevonischen Schiefeln eingelagert; im Taunus kommen sie nach BÜCKING (15) in den unteren Koblenzschichten vor, nach FRANCKH (20) in unterdevonischen Schiefeln daselbst; devonischen Alters sind nach HOLZAPFEL (21) die Porphyroide des Rheintales usw.

III. Die Zone der Diabase und ihrer Tuffe (= Grünschiefer).

Stratigraphisches und Petrographisches.

Fast in allen unser Gebiet oder dessen Umgebung behandelnden geologischen Arbeiten werden die Grünschiefer als ein mehr oder weniger selbständiger stratigraphischer Horizont aufgefaßt. Ich konnte bei meiner Kartierung in den sogen. Grünschiefern zwei Horizonte unterscheiden, von welchen der untere auf der Karte mit grüner Farbe, der obere mit graubrauner Farbe verzeichnet ist. Ersterer besteht, wie ich später zeigen werde, hauptsächlich aus Decken von Diabas und untergeordnet Diabasporphyriten, letzterer vorherrschend aus Diabastuffen und sedimentärem Material (Chloritschiefern, rotgebänderten oder gefleckten Schiefeln, quarzreichen Chloritschiefern, dichten roten Schiefeln und dichten gebänderten Schiefeln). Ich werde künftighin die tiefere Zone als »Diabaszone«, die höhere als »Chloritschieferzone« anführen. Beide trachtete ich auch bei der Kartierung voneinander zu trennen, obwohl dies infolge ihres genetischen Zusammenhanges natürlich nur annäherungsweise geschehen konnte.

Die Diabaszone zieht sich hauptsächlich von der Sturtz über den südlichen Teil des Vogelsberges, den südöstlichen Ausläufer des Königsberges und den Nordabhang der Gugl auf den Langenberg hin.

Sturtz-Vogelsberg. Hier treten die Diabase im Hangenden der Porphyroide auf und sind in gleicher Weise wie diese disloziert. Man kann sie vom westlichen Abhange des

Vogelsberges in nordöstlicher Richtung verfolgen, ebenso oberhalb des linken Ufers des großen Rabenseifenbaches und im Hangenden der Porphyroide nahe der Ostgrenze unserer Karte.

Königsberg-Stadtberg. Am südöstlichen Abhange des Königsberges ist diese Zone in einem Steinbruche über dem Göllnitztale entblößt. Die Diaklasen sind hier mit Hämatit und Calcit erfüllt. Sie tritt weiter am westlichen Abhange des Königsberges zutage, wo sie offenbar dem Kerne einer entblößten Antiklinale angehört. In ähnlicher Lagerung ziehen dann die Diabase auf den Stadtberg hinüber.

Eberberg, Gugl-Langenberg. In den einzelnen vom Göllnitztale auf den Eberberg und die Gugl führenden Einschnitten findet man überall zunächst Diabase, ebenso auf dem aus dem Göllnitztale zum Mariastollen führenden Wege; bei letzterem Stollen scheint eine der Diabaszone angehörende Scholle in das Gabbro eingesunken oder eingefaltet zu sein. Weiter fand ich den Diabas auf den von der Gugl über den Langenberg zum Kreuze führenden Wege, längs dessen an zwei Stellen der Gabbro wohl als Apophyse zutage tritt. Weiter stößt man auf dem blinden Wege, welcher vom Kreuze in östlicher Richtung auf die Gugl führt, auf Diabas und Diabasporyrit; das Streichen ist hier ONO, das Einfallen 45° nach SSO. Auch hier sind Spalten mit Eisenglimmer erfüllt. Der Diabas fällt unter den Gabbro ein. Die Fortsetzung der Diabaszone finde ich dann am Dobschauer Wege südlich vom Kreuze, ebenso westlich vom Zembergstollen.

Hopfgartenberg - Stempelscheuer. Gehen wir von Punkt 951 auf dem Hopfgartenberge in südöstlicher Richtung, so stoßen wir hinter dem Konglomerate zunächst auf Gabbro, dann auf ein schmales Chloritschieferband und schließlich auf Diabase, welche sich bis zum Hopfgartengraben hinziehen. Auch im Florenseifentale kommen hauptsächlich Diabase vor, die ebenfalls längs des Weges, der aus dem genannten Tale auf den Stempelscheuer führt, angetroffen wurden.

Vajcaková-Babina, Sturtz (Südabhang). Bei Begehungen des Südabhanges der Sturtz und der gegenüberliegenden Babina und Vajcaková stellte ich fest, daß auf ersterer die Diabase steil nach N einfallen, auf letzterer nach S. Auf der Sturtz pflegen die Diabase stark gestört zu sein. Es handelt sich hier offenbar um eine Antiklinale, welche gegen N in eine Synklinale übergeht.

Die Chloritschieferzone liegt größtenteils konkordant im Hangenden der Diabaszone. Sie erstreckt sich über die Sturtz und den südöstlichen Ausläufer des Königsberges auf den Ebersberg, weiterhin auf die Gugl und den Langenberg; sie tritt dann in der Antiklinale auf dem Königsberge, Stadtberge, südwestlich von Palzmannshütte und am Hopfgartenberge auf.

Sturtz-Vogelsberg. Der westliche Abhang der Sturtz besteht oberhalb des Göllnitztales in der Richtung von Rabenseifen nach Krebsseifen zunächst aus Chloritschiefern, die stellenweise rot gebändert oder überaus dicht sind; auch wenig mächtige Diabasdecken trifft man an. Die Schichten fallen zuerst nach SO ein, während ich vor Krebsseifen ein ONO-WSW-Streichen und NNW-Einfallen mit 80° feststellen konnte. Gegen NW fallen auch weiter östlich oberhalb des linken Göllnitzufers die an CaCO_3 reichen diabasartigen Gesteine ein. Am südlichen Abhange der Sturtz waltet Diabase vor. Auf dem Wege von Rabenseifen auf den südwestlichen Abhang des Vogelsberges beobachtete ich zuerst Chloritschiefer, die zuweilen rot gebändert sind und nach Norden zu quarzreich werden; ebenso am Wege von Rabenseifen auf die Sturtz. Unweit von der Stelle, wo dieser Weg aus nord-südlicher Richtung gegen NO abbiegt, fallen südlich von Punkt 1070 die rot gebänderten, chloritischen Schiefer gegen NNW ein, während weiter nördlich ein südöstliches Einfallen vorherrscht. Die Chloritschieferzone bildet hier eine Synklinale. Vereinzelt treten die Chloritschiefer und Diabase am westlichen Abhange des Vogelsberges und am östlichen Abhange des Königsberges auf. Das ganze Vorkommen ist hier in einer solchen Weise von

altersher durchschürft, daß man die stratigraphischen Verhältnisse nicht näher feststellen konnte. Es schämen im nördlichen Teile der Diabas, im südlichen die Chloritschiefer vorzuwalten.

Königsberg. Auf seinem südwestlichen Ausläufer tritt nördlich und westlich von Rabenseifen zunächst Chloritschiefer auf, welcher nach beiden Richtungen quarzreicher und gefalteter wird. Westlich von Rabenseifen streicht er ONO und fällt 65° nach SSO ein. Östlich von der Mündung der Weißwasser in die Göllnitz ist in das Konglomerat eine Scholle dichten Chloritschiefers von diabasartigem Aussehen eingefaltet. Diese Scholle hat auf dem Abhange des Königsberges keine Fortsetzung und ist oft schraubenförmig verdreht. Am südwestlichen Ausläufer des Königsberges tritt dann dicht gebänderter Schiefer auf, der gegen Westen in Chloritschiefer übergeht und östlich vom Konglomerate durch eine deutliche Bruchlinie getrennt ist. Er bildet mit seiner nördlichen Fortsetzung den Hangenteil einer Antiklinale.

Stadtberg-Hopfgartenberg. Auf dem Stadtberge kann man die Fortsetzung der Königsberger Chloritschieferantiklinale verfolgen. Eine ziemlich breite Chloritschieferzone zieht sich dann südlich von Palzmannshütte gegen den Hopfgartengraben hin. Auf dem Wege von Palzmannshütte zum Kreuze findet man hauptsächlich Chloritschiefer, welche fast O-W streichen und etwa 45° nach S einfallen; stellenweise sind sie dicht und gebändert, seltener treten auch schmale Diabasbänder auf. Auf der Dobschauer Chaussee, die von Dobschau nach Stracena führt, treten nördlich vom Kreuze zunächst Konglomerate, dann Chloritschiefer und rote dichte Schiefer auf. Der vom Kreuze ins Florenseifental führende Weg durchquert abermals die stellenweise phyllitartigen Chloritschiefer und gebänderten Schiefer; während der südliche Teil dieser Zone gegen SSO einfällt, weist der nördliche ein Einfallen nach NW mit etwa 80° auf, ja stellenweise sind die Schiefer fast auf den Kopf gestellt, so insbesondere in der Nähe des Gabbros. Ein schmaler Chloritschieferzug scheint auch über dem Hopfgartenberg zu ziehen.

Eberberg-Gugl-Langenberg. Am nördlichen Abhange des Eberberges fand ich oberhalb des von Rabenseifen nach Palzmannshütte führenden Weges Chloritschiefer bis zur Diabaszone. Ebenso treten am östlichen Abhange längs des Göllnitztales zunächst Chloritschiefer auf, die gegen Süden quarzreicher und mehr gefaltet erscheinen. Stellenweise fand ich auch wenig mächtige Diabasdecken im Einklange mit dem gegenüberliegenden Abhange der Sturtz. Wenn wir beim zweiten Einschnitte westlich von Rabenseifen vom Göllnitztales aus den Eberberg besteigen, finden wir zuerst Diabase, dann Chloritschiefer bis zum Gipfel des Berges; östlich von Punkt 1022 treten rot gebänderte, weiter quarzreiche Chloritschiefer auf. Dort, wo sich die zwei Wege am südlichen Abhange des Eberberges kreuzen, liegt die auch morphologisch deutlich erkennbare Grenze zwischen Gabbro und Chloritschiefer. Ein schmaler Zug von chloritischen, öfters rot gebänderten Schiefen zieht sich über die Gugl zum Dobschauer Wege und auf den Zemberg hin. Im Langenbergquerschlage ist auch die Grenze zwischen Gabbro und den genannten Schiefen durchquert; die Grenze weist hier auf eine offenbare Längsstörung hin, und der Schiefer fällt unter das Gabbro ein. Auch östlich vom Hopfgartengraben kann man eine Zone von Chloritschiefern und dichten roten Schiefen in nordöstlicher Richtung über den Langenberg zum Dobschauer Wege beim Kreuze und weiter ins Göllnitztal, in welchem wohl seine Fortsetzung liegt, verfolgen.

Der stratigraphischen Lagerung nach halte ich also die Zone der Diabase und Diabastuffe für jünger als die Porphyroid- und Konglomeratzone, jedoch für älter als das Carbon, welches am Birkelnberge und anderswo sie diskordant zu überlagern scheint, sofern es nicht längs Brüchen in sie eingesunken ist. Die genannte Zone wäre also altpaläozoisch.

Petrographisches.

Ich verlasse in diesem Teile meiner Arbeit den für diese Zone früher allgemein üblichen Namen »Grünschiefer« und

führe die Glieder derselben unter den ihnen genetisch zukommenden Namen an, indem ich zugleich ihre Entstehung und Benennung aufzuklären und zu begründen suche.

Die Diabase sind makroskopisch entweder körnig oder schieferig, bisweilen auch porphyrisch (Diabasporphyrite); sie sind hell- oder dunkelgrün gefärbt. Bei starker Pressung und Schieferung nehmen sie das Aussehen von Chloritschiefern an.

Die ursprüngliche mikroskopische Struktur pflügt durch die Metamorphose fast vollständig verwischt und durch eine krystalloblastische Struktur, wie sie bei krystallinen Schiefen vorkommt, vertreten zu sein. Um so wichtiger sind vereinzelte Ausnahmen, in welchen ich eine diabasartige Reliktstruktur insbesondere in Form von leistenförmig ausgebildeten Plagioklasen feststellen konnte (Taf. 4, Fig. 1). Die öfters vorkommende blastophyrische Struktur, bei welcher die basischen Feldspäte als größere Idioblasten auftreten, weist darauf hin, daß neben Diabasen hier auch metamorphe Diabasporphyrite als lokale Strukturfacies der Diabasdecken vorkommen.

Die Diabase und Diabasporphyrite bestehen jetzt hauptsächlich aus Epidot, Chlorit, Feldspat, Quarz, Aktinolith und Calcit; akzessorisch treten Magnetit, Hämatit, Titanit, Rutil, Sericit und Turmalin auf.

Der Epidot ist gewöhnlich optisch negativ und gehört dann dem Pistazit an, seltener ist optisch positiver Klinozoisit vertreten. Auch Zoisit pflügt in farblosen und schwach doppelbrechenden Säulchen anwesend zu sein. Der Epidot kommt in Gestalt isometrischer Körner oder Körneraggregaten von oft geringen Dimensionen oder auch in größeren Krystallen vor (Taf. 4, Fig. 2). Auch fand ich am Klinozoisit Zwillingsverwachsung nach $\infty P \infty (100)$, wobei beide Individuen fast gleichzeitig auslöschen, da die Auslöschungsrichtungen in ihnen untereinander nur einen ganz kleinen Winkel einschließen.

Die Interferenzfarben der Epidote pflegen ungleichmäßig, das Aussehen zwischen \pm Nicols fleckig zu sein infolge einer unregelmäßigen Verwachsung verschiedener Glieder der Epi-

dotreihe. An größeren Krystallen, welche auch im konvergenten polarischen Lichte ein deutliches Achsenbild mit einer zu den Spaltrissen normalen Achsenebene geben, ist der Pleochroismus intensiv, und zwar $||a$ farblos, $||b$ gelblichgrün, $||c$ intensiv zeisiggrün. Manchmal überwiegt der Epidot an Menge die übrigen Gemengteile, bisweilen ist er wiederum sehr spärlich vertreten.

Der Chlorit (Taf. 4, Fig. 2) kommt in unregelmäßigen Blättchen vor. Er weist meist keine oder überaus niedrige Doppelbrechung auf. Seltener pflegt seine Doppelbrechung höher und der Pleochroismus deutlich gelbgrün zu sein. Seine Menge scheint in geradem Verhältnisse mit derjenigen des Epidots zu steigen, was auf den gemeinsamen Ursprung dieser beiden Gemengteile hinweisen dürfte.

Feldspäte. In der Regel ist hauptsächlich Albit in Individuen mit Zwillingslamellierung (Taf. 4, Fig. 2) oder ohne dieselbe vertreten. In ersterem Falle läßt er sich leicht der Auslöschungsschiefe und dem Brechungsexponenten nach bestimmen. Er pflegt farblos und äußerst frischen Aussehens zu sein und ist bisweilen in kataklastische Streifen von Körnern gestreckt; manchmal tritt er auch als nach dem Albit- bzw. Periklingesetz zwillingsgestreifter Einsprengling auf und verrät so die porphyrische Struktur des Ursprungsgesteines. Vertreter basischer Feldspäte der Labradoritreihe sind selten. Die spärlich vorkommende leistenförmige Ausbildung der basischen Feldspäte halte ich für Palimpseststruktur, welche auf den Ursprung des Gesteines aus Diabasen hinweist (Taf. 4, Fig. 1).

Quarz kommt in Körnern vor und ist manchmal von Calcit umgeben. Quarz- und Calcitaggregate sind sekundären Ursprungs und gehörten überhaupt dem ursprünglichen Gesteine, dessen Sprünge sie als fremde Gemengteile ausfüllen, meist nicht an.

Der Calcit pflegt Zwillingslamellierung aufzuweisen und ist in manchen Gesteinen recht häufig. Er wird wohl ähnlich wie der größere Teil des Quarzes sekundären Ursprungs und

bei der Umwandlung der an CaO reichen Gemengteile, insbesondere der basischen Feldspäte, entstanden sein.

Aktinolith kommt in Gestalt von feinen Fasern oder Nadelchen vor, die in einem Falle in die Albit- und Quarzindividuen hineinragen.

Akzessorische Gemengteile.

Magnetit ist bisweilen stark vertreten und kommt auch in ähnlicher Weise wie der Hämatit auf Spalten vor. Der Hämatit bedingt eine rote Bänderung oder Färbung des Gesteins. Seltener treten Sericit, Titanit, Rutil, Leukoxen und Turmalin auf.

Chemische Analyse des Diabases und verwandter Gesteine.

	Ursprüngl. Analyse				Molekularprozent				Werte nach OSANN UND GRUBENMANN		
	1	2	3		1	2	3		1	2	3
SiO ₂	44,55	44,28	44,82	SiO ₂	50,58	49,59	51,4	S	50,58	49,59	51,4
TiO ₂	nicht bestimmt	0,93	2,38	Al ₂ O ₃	15,42	12,08	13,1	A	2,87	4,22	3,3
Al ₂ O ₃	23,08	18,72	20,18	FeO	10,31	12,66	6,6	C	10,83	7,86	9,8
Fe ₂ O ₃	6,47	4,01	3,47	CaO	10,83	8,88	12,9	F	20,30	26,25	22,4
FeO	5,08	10,24	4,04	MgO	9,99	12,57	12,7	M	—	1,02	3,1
CaO	8,90	7,55	10,82	K ₂ O	0,23	0,52	1,0	T	1,72	—	—
MgO	5,87	7,64	7,84	Na ₂ O	2,64	3,70	2,3	K	0,85	0,74	0,8
K ₂ O	0,33	0,74	1,30	Summe	100,00	100,00	100,0	Projektionswerte nach OSANN			
Na ₂ O	2,40	3,49	2,03	Gesteinsformel			a	1,5	2	2	
CO ₂	2,92	0,67	—	1. a _{1,5} c _{6,5} f ₁₂ k _{0,85}			c	6,5	4	5,5	
H ₂ O	1,06	1,75	3,61	2. a ₂ c ₄ f ₁₄ k _{0,74}			f	12	14	12,5	
Summe	100,66	100,02	100,49	3. a ₂ c _{5,5} f _{12,5} k _{0,8}							

1. Analyse des Diabases (»Grünschiefers«) vom südlichen Abhange des Stadtberges, ausgeführt vom Herrn Assistenten A. JÍLEK. In der Rubrik H₂O ist hier der Glühverlust nach Abzug von CO₂ angeführt.
2. Analyse eines gepreßten Diabases, Rauental im Taunus (22).
3. Analyse eines Epidot-Chloritschiefers von Fionnay, Val de Bagne; Wallis (13 pag. 99). Hier steht in der Rubrik H₂O Wasser, welches unter und über 110° flüchtig wird.

Bei der Berechnung der Analysen nach OSANN und teilweise nach GRUBENMANN wurden CO_2 und H_2O vernachlässigt; Fe_2O_3 wurde auf äquivalentes FeO umgerechnet, TiO_2 zu SiO_2 zugezählt.

Unser analysierter Diabas (Analyse Nr. 1) stammt aus der Stadtberger Antiklinale. Makroskopisch ist er sehr feinkörnig, grün gefärbt und etwas schieferig. Mikroskopisch fand ich zahlreichen Epidot, Chlorit, etwas Sericit, Albit, Quarz, akzessorisch Magnetit und Hämatit. Vergleichen wir hiermit die Analyse, so mag MgO hauptsächlich dem Chlorit, CaO dem Epidot, Na_2O dem Albit, K_2O dem Sericit, Al_2O_3 dem Epidot und Chlorit, Albit und Sericit, SiO_2 den genannten Gemengteilen und dem Quarze, Fe_2O_3 bzw. FeO dem Epidot, Magnetit, Hämatit und teilweise dem Chlorit angehören. Es bleibt insbesondere etwas Al_2O_3 übrig. Aus den beiden anderen vergleichsweise angeführten Analysen, sowie aus deren Berechnung nach OSANN und GRUBENMANN erhellt zunächst die Verwandtschaft unseres Gesteines mit dem Epidot-Chloritschiefer von Fionnay (Analyse 3). Er gehört ebenso wie unser metamorphes Gestein in die 4. Gruppe von GRUBENMANN's kristallinen Schiefen, und zwar zur Familie der Epidot-Chloritschiefer mit vorherrschendem Albit, Chlorit und Epidot. Die Glieder dieser Gruppe entstanden nach GRUBENMANN durch Umwandlung von Eruptivgesteinen oder Tuffen diabasartigen Charakters.

Die chemische und genetische Verwandtschaft unseres Gesteines mit dem gepreßten Diabase von Raental im Taunus erhellt aus der Analyse 2. Durch Druck wurde hier die Diabasmasse längs Brüchen in Schollen zerlegt, welche gegeneinander verschoben wurden. Zwischen zwei Schollen entstand einerseits schieferige Struktur der Diabase, andererseits eine Umkristallisierung derselben, so daß größere Partien des körnigen Diabases von schieferigem Diabas umgeben werden. Während erstere deutlich ophitische Struktur aufweisen und hauptsächlich aus Augit und basischem Plagioklas zusammengesetzt

sind, entbehren letztere der genannten Struktur bei gleichzeitiger Umwandlung von Augit in Aktinolith, nebst welchem Chlorit, Feldspäte, Quarz und Carbonate, Epidot und Titanit auftreten. Eine solche Metamorphose der Diabase, wie sie in geringem Ausmaße an den Taunusdiabasen MILCH (22) beobachtete und beschrieb, wird man umsomehr natürlich im großen in Gebirgen, wie den Alpen und Karpathen erwarten dürfen, wo die Gesteine so mannigfaltigem Drucke bei den orogenetischen Bewegungen ausgesetzt waren.

Es ist also das vom Stadtberge stammende, analysierte Gestein ein metamorpher Diabas. Ebenso sind überhaupt die Glieder der von uns als Diabaszone bezeichneten Gesteinsreihe metamorphe Diabase, oder bei porphyrischer Reliktstruktur metamorphe Diabasporphyrite.

Die Chloritschieferzone.

Die Chloritschiefer sind mit der Diabaszone direkt oder durch Übergänge verbunden. Makroskopisch treten in ihnen insbesondere Chloritblättchen auf, welche die übrigen Gemengteile umgeben und dem Gesteine die grüne Färbung verleihen. Bei bedeutenderer Zunahme von Hämatit entstehen rot gebänderte oder rot gefleckte Schiefer; bei Zunahme von Quarz quarzige Chloritschiefer.

Mikroskopisch bestehen die Chloritschiefer hauptsächlich aus Chlorit, Sericit, event. Quarz, zu denen Hämatit, insbesondere bei roter Färbung, und etwas Epidot hinzutritt. Am südlichen Abhange der Sturtz nehmen sie ein eigentümliches Aussehen an, sind von graugrüner Farbe und enthalten viel Calcit; sekundäre Calcitlinsen sind da von Chlorit und Quarz umgeben. Nach dem engen geologischen Verbande mit den Diabasen, nach der Struktur und Zusammensetzung halte ich diese Schiefer teilweise für umgewandelte Diabase, größeren Teils für metamorphe Diabastuffe.

Weiter kommen in dieser Gesteinsreihe rote Schiefer

vor, welche mikroskopisch aus gefalteten, dicht aneinander gereihten Bändern von Sericit, Quarz und Hämatit bestehen und ihrem Aussehen, der Struktur und Zusammensetzung nach ihren sedimentären Ursprung verraten; ich halte sie demnach für metamorphe marine Sedimente.

Überaus interessant sind grünlichgrau und rötlich-violett gebänderte dichte Schiefer, die stellenweise zwischen den Chloritschiefern oder den roten Schiefen eingelagert sind. Aus der mikroskopischen Untersuchung erhellt, daß hier Bänder eines im ganzen den Chloritschiefern entsprechenden Materials mit Bändern, welche die Zusammensetzung der roten Schiefer aufweisen, abwechseln.

Die grünlichgrauen Streifen bestehen aus zersetzten Feldspäten, Sericit, Chlorit, Quarz und Calcitkörnern, während die dunkleren Bänder aus Sericit, Quarz und Hämatit zusammengesetzt sind. In den Dünnschliffen dieser Gesteine findet man eine überaus schöne, sozusagen mikroskopische Tektonik ausgebildet. Die kleinen Falten pflegen in der Sattellinie zerissen zu sein und längs solcher Sprünge entstehen sekundäre Mineralien, mikroskopische Überschiebungen und Verwerfungen. In diesen Schiefen wechsellagern also Diabastuffbänder mit solchen echter mariner Sedimente.

Entstehung und Alter der Diabas- und Chloritschieferzone.

Die Gesteine der Diabaszone sind metamorphe Diabase und Diabasporphyrite. Die ursprünglich in den Diabasen anwesenden basischen Plagioklase wurden in Albit-Zoisitsubstanz (bezw. Epidot) umgewandelt; hierbei konnte auch etwas Calcit und Quarz ausgeschieden werden. Aus dem Augite und den Anorthitmolekülen entstanden Aktinolith und Zoisit, event. Chlorit. Der Albit ist geradezu typisch für die von Dynamometamorphose betroffenen Regionen und ein typischer, auf Kosten der basischen Plagioklase entstandener Gemengteil der Chlorit- und Amphibolitschiefer, die aus dynamometamorphen

Diabasen hervorgegangen sind; so z. B. in den Grünschiefern der Alpen (23). Das gemeinsame Auftreten von Titanit und Aktinolith weist auf eine Wechselwirkung der bei der Umwandlung der basischen Plagioklase freigewordenen Anorthitsubstanz und des im Ursprungsgestein vorhanden gewesenen Ilmenits hin; so entstand hieraus einerseits Titanit, andererseits Amphibol. Durch Auswalzung der porphyrisch ausgeschiedenen Quarzindividuen entstand stellenweise eine lichte Bänderung, die auf diabasporphyritische Ursprungsgesteine hinweist. Bei extremer Ausbildung der Metamorphose entstanden aus den Diabasen und ihren Tuffen schieferige Gesteine, welche hauptsächlich aus Chlorit, Albit und Quarz, bisweilen auch Calcit zusammengesetzt sind. Den Diabastuffen sind stellenweise echte Sedimente eingelagert, welche insbesondere aus Sericit und Quarz bestehen.

Die heutige Struktur der Gesteine der Diabas- und Chloritschieferzone entstand in erster Reihe durch Druck bei den orogenetischen Bewegungen, teilweise vielleicht auch durch kontaktmetamorphe Einwirkung des nahen Gabbrotholiths. Bei Dynamometamorphose entstehen als teilweises Produkt der Diabasumwandlung Albit, bei Kontaktmetamorphose basische Plagioklase, wie ERDMANNSDÖRFER (24) im Harze und an anderen Orten nachwies.

Unsere sog. Grünschieferzone gehört ferner der Kombination der Gemengteile nach (Chlorit, Epidot, Zoisit, Albit, event. Aktinolith und Titanit) in BECKE's (25) obere Gruppe der Metamorphose, in welcher die Kombination und Genesis der neuen Mineralien vom Volumgesetz beherrscht werden, nach welchem die Summe der Molekularvolumina der im kristallinen Schiefer vorhandenen Gesteinsgemengteile kleiner ist als jene der im ursprünglichen Eruptivgestein anwesenden Gemengteile. Die Metamorphose unserer Gesteine ist auch überaus ähnlich der Umwandlung der sog. Grünschiefer im Taunus, wie sie MILCH (22) in vollkommener Weise beschrieb.

Das verschiedenartige Aussehen der Glieder der Diabas- und Chloritschieferzone, die vielfach verschiedene mineralische

Zusammensetzung und stellenweise sedimentäre Beschaffenheit wird uns nach alledem erklärlich, wenn wir die ganze Serie nicht als einen ursprünglich einheitlichen Gesteinskörper, sondern für submarine Diabasdecken und mächtige Tuffschichten halten, während die sedimentären Einlagerungen in den Ruhepausen zwischen je zwei Tuffausbrüchen entstanden. Selten nur verraten die Gesteine durch Reliktstruktur ihren Ursprung aus Diabasen oder Diabastuffen. Die »Grünschiefer« unseres Gebietes hielt auch REDLICH (69) für metamorphe Grünsteine; ebenso AHLBURG (71).

HAUER (2) hält unsere »Grünschiefer« für devonisch, da sie im Liegenden des Carbons vorkommen, und macht auf vielfache Analogien mit den Devongesteinen am östlichen Rande der Sudeten aufmerksam. Ein ähnliches Alter führen auch VOIT (4), BARTELS (5), BÖCKH (26), ILLES (8), AHLBURG (71) u. a. an. Auch nach unseren stratigraphischen Anschauungen ist es möglich, ja wahrscheinlich, daß die Diabase und ihre Tuffe als jüngste Glieder unserer altpaläozoischen Schichtenserie im jüngeren Devon entstanden, welches an verschiedenen Stellen Mitteleuropas in einer Diabas- und Diabastufffacies entwickelt ist.

IV. Gabbro.

Stratigraphie und Petrographie.

Zum Gabbro rechne ich metamorphische Gesteine, welche heute einen mehr oder weniger amphibolitartigen Charakter aufweisen. Sie gehören einem ausgedehnten intrusiven Batholithen an, der nur stellenweise des ihn ursprünglich bedeckenden Mantels entblößt wurde und sich weit nach Osten von unserem Gebiete hinzieht. In diesem tritt er in zwei Zügen auf, zwischen welchen eine Scholle der altpaläozoischen Serie gelagert ist; auch in letzterer findet man vereinzelt an der Oberfläche Gabbrogesteine, die offenbar den aus dem großen Batholithen entspringenden Apophysen zuzuschreiben sind.

Der nördlichere Gabbrozug beginnt am westlichen Abhange des Königsberges und zieht sich in südwestlicher Richtung über den Stadtberg auf den Hopfgartenberg hin. Am Königsberge ist der Gabbro von den nördlich angrenzenden Konglomeraten durch einen Bach getrennt, während südlich ihm die Grünschieferzone aufgelagert ist, welche vom Gabbro abfällt. Am Stadtberge reicht der Gabbro an einer Stelle bis ins Göllnitztal, von welchem aus ich ihn in nördlicher Richtung bis zur Konglomeratgrenze verfolgte. Er pflegt hier sehr feinkörnig zu sein; bisweilen wechseln auch Amphibol- mit Feldspatbändern. Am östlichen Abhange des Stadtberges oberhalb des Weißwassertales wurde in ihm offenbar auf Kupfererze geschürft. Am westlichen Abhange ist er in der Nähe der Bruchlinie stark verruschelt. Die Fortsetzung des Gabbrozuges treffen wir auf dem Wege von Palzmannshütte nach Dobschauer Masse an, ferner am Dobschauer Wege, wo das Gestein sehr feinkörnig ist. Am Wege vom Kreuze auf den Hopfgartenberg ist der Gabbro feinkörnig und stellenweise stark disloziert. Endlich verfolgte ich den Gabbrozug bei einer Begehung des Hopfgartenberges von Punkt 951 in südöstlicher Richtung; am Stempelscheuer scheint er nicht mehr vorzukommen, vielmehr an der Bruchlinie zwischen Hopfgartenberg und Stempelscheuer sein Ende zu finden.

Der südliche Gabbrozug tritt hauptsächlich auf der Gugl auf; so nördlich vom Mariastollen, nördlich von Punkt 998,7, am Wege vom Kreuze über die Gugl auf den Ebersberg und auf der Dobschauer Chaussee. Die Nordgrenze dieses Gabbrozuges wurde bei den Begehungen der einzelnen vom Göllnitztale in südlicher Richtung auf die Gugl führenden Erosions-einschnitte bestimmt. Am Ebersberg scheint der Gabbro plötzlich längs einer großen, unser ganzes Gebiet durchsetzenden Querdislokation abgebrochen zu sein, um allerdings in der Tiefe nach Osten fortzusetzen. Hier und da kommen im Gabbro tektonische Schollen oder eingefaltete Stücke der Diabaszone vor. Ich konnte den Gabbro in sämtlichen Querschlügen der

zahlreichen Stollen vorfinden, welche auf die Eisen-, Kupfer-, Cobalt- und Nickelerze führenden Gänge getrieben wurden. Apophysenartigen Ausläufern des Gabbrotholiths scheinen die Vorkommen am nördlichen Abhange der Gugl gegenüber dem Königsberge, am blinden, vom Kreuze gegen Osten auf die Gugl führenden Wege und auf dem vom Kreuze in südöstlicher Richtung gehenden Wege anzugehören. Vereinzelt treten gabbroähnliche Gesteine im Göllnitztale zwischen Sturtz und Babina auf. Das Zutagetreten derselben könnte hier mit der in der Sattellinie zerrissenen Antiklinale der Diabaszone zusammenhängen.

Der metamorphe Gabbro hat makroskopisch ein amphibolitartiges Aussehen; er ist entweder geschiefert oder seltener flaserig oder körnig. Mit bloßem Auge kann man gewöhnlich Amphibol und Feldspat unterscheiden; herrscht ersterer vor, dann ist das Gestein von dunkler Farbe, im umgekehrten Falle licht gefärbt. Bisweilen wechseln hauptsächlich aus Feldspäten bestehende Streifen mit Amphibolbändern ab. In der Nähe von Dislokationen und Erzgängen tritt auch Quarz mikroskopisch hervor. Die mikroskopische Struktur pflegt granoblastisch oder poikiloblastisch zu sein; manchmal erscheinen tafelförmig ausgebildete Feldspäte und Amphibole als Reliktstruktur des ursprünglichen Gabbrogesteines.

Unter dem Mikroskope fand ich in zahlreichen Dünnschliffen grünen, bläulichen und braunen Amphibol, Aktinolith, saussuritisierte Plagioklase (Zoisit-Epidot), spärlichen Orthoklas, Mikroperthit, Quarz, Calcit, Biotit, Chlorit; akzessorisch Granat, Skapolith (?), Zirkon, Rutil, Titanit, Leukoxen, Ilmenit, Pyrit, Magnetit, Hämatit und Chalkopyrit.

Amphibol. Zahlreich ist grüner Amphibol vertreten; er ist stark pleochroitisch $\parallel c$ grün, $\parallel a$ gelblich, $\parallel b$ gelblichgrün, wobei $c > b > a$. Sein optischer Charakter ist negativ und $c:c = 14-18^\circ$ in nahezu vertikalen Schnitten; die Dispersion ist $v > \rho$. Bisweilen erscheint ein bläulicher Farbenton, wie er beim Glaukophan vorkommt, von welchem jedoch der grüne Amphibol

durch die angeführte größere Auslöschungsschiefe sich unterscheidet. Er pflegt in der Regel unzersetzt zu sein, stellenweise geht er jedoch in Chlorit und Epidot (bezw. Zoisit) über, wobei auf Spaltrissen Calcit und Eisenerze ausgeschieden werden. Seltener schließt er Apatit und Zirkon, in einem Falle einen Feldspatkrystall ein. Nebst dem grünen findet man bläulichen Amphibol, der mit ersterem unregelmäßig verwachsen ist. Er weist auch dieselbe Absorption auf und ist bloß $\parallel c$ blau gefärbt. An manchen Stellen hat es den Anschein, als ob er aus dem grünen Amphibole, an dessen Rändern er insbesondere vorkommt, hervorgegangen wäre. Außerdem fand ich auch braunen Amphibol mit der Absorption $c = b > a$ und zwar $\parallel c$ braun, $\parallel b$ braun, $\parallel a$ gelblich; aus ihm entsteht oft grüner, stengeliger Amphibol, wie es überhaupt in Gabbros häufig vorzukommen pflegt. Manchmal ist der kompakte grüne durch einen aktinolithartigen, in stengeligen bis faserigen Aggregaten auftretenden Amphibol vertreten, wie er aus Pyroxen zu entstehen pflegt; seine Absorption ist $c > b > a$. Auch dieser wandelt sich in Chlorit unter Ausscheidung von Titanit und Epidot um.

Die Feldspäte sind gewöhnlich in eine saussuritische Masse übergegangen, manchmal sind noch Reste der ursprünglichen Zwillingslamellierung der Plagioklase erhalten. Bei der Umwandlung der Feldspäte entstehen hauptsächlich Epidot, Zoisit und Muscovit. Der Epidot pflegt stärker vertreten zu sein als der Zoisit, da der benachbarte Amphibol eine hinreichende Menge von Fe liefern konnte. Deshalb sind auch oft die Feldspäte an ihren Rändern, wo sie an Amphibol grenzen, von Epidotkörnern und -säulchen umgeben; es konnten auch die etwa ursprünglich im Gesteine vorhandenen Eisenerze teilweise zur Epidotbildung herangezogen werden. Während die Zoisitsäulen farblos sind, weisen die Epidote einen deutlichen Pleochroismus auf; zwischen beiden bleibt dann noch eine Grundsubstanz übrig, welche den Plagioklasresten entspricht. CaO, welches zur Epidot- und Zoisitbildung nötig war, entstammt einerseits den Plagioklasen, andererseits den ur-

sprünglich anwesenden Pyroxenen; oder es wurde auch bei der Chloritisation der Amphibole frei. Bei der Umbildung der Feldspäte entsteht auch etwas Quarz, Aktinolith und Muscovit, und man kann sämtliche Stadien der Saussuritbildung verfolgen, von jenem an, wo noch ein Teil der Feldspatsubstanz erhalten und lamelliert ist bis zur vollständigen Umwandlung.

Interessant ist das Vorkommen von sekundärem Mikroperthit von unregelmäßigen Umrissen; er schließt in einem Falle mehrere Plagioklasindividuen ein, welche in ihrem Innern in ein Aggregat von Muscovitblättchen, Kaolinkörnern, Zoisit und Calcit umgewandelt sind. Letztere bezeugen die basische Natur dieser Einschlüsse, deren unregelmäßig korrodierter Randteil von frischem Aussehen und deutlich höherer Lichtbrechung ist als die Mikroperthitsubstanz. Diese pflegt ziemlich frisch erhalten zu sein und entstand auf Kosten der genannten Plagioklase, deren Reste sie umschließt. Die Plagioklasindividuen sind zum Mikroperthit nicht gesetzmäßig orientiert.

Außer den saussuritisierten basischen Feldspäten treten auch gewöhnlich unlamellierte, sekundäre, jüngere Feldspäte von frischem Aussehen auf; sie gehören dem optischen Verhalten nach dem Albit an. Nur selten findet man Orthoklas. Die Plagioklase sind manchmal auch tafelförmig ausgebildet, wie es in Gabbros vorzukommen pflegt.

Quarz. Er kommt in gezahnten, gegenseitig ineinander eingreifenden Körneraggregaten oder in Partien mit Pflasterstruktur vor. Die Quarzindividuen weisen gewöhnlich undulöse Auslöschung auf und pflegen an ihren Rändern zerquetscht zu sein. Manchmal scheint der Quarz geradezu die Feldspatkrystalle zu verdrängen und zu durchdringen, indem er in diese mit seinen Ausläufern hineinreicht oder sie teilweise umschließt; er ist dann in der Regel von Erzen begleitet, offenbar fremden Ursprungs und stellt einen später in das Gestein eingedrungenen, auch die Gesteinsrisse ausfüllenden Bestandteil vor. Außerdem entsteht Quarz bei der Umwandlung des Amphibols

und der Feldspäte unter gleichzeitiger Ausscheidung von Calcit. Einen solchen Quarz findet man oft unter den Produkten der Feldspatsaussuritisation vor. Für den größeren Teil des Quarzes pflegen jedoch die ihn begleitenden Erze charakteristisch zu sein, mit welchen er offenbar gleichzeitig als fremder Gemengteil in das Gestein gelangte. Ähnlich in den schieferigen, aus Gabbro entstandenen Amphiboliten der Alpen nach HEZNER (27). Fast sämtlicher Quarz unserer Gabbrogesteine ist also entweder sekundären Ursprungs und entstand bei der Umwandlung anderer Mineralien, oder fremden Ursprungs und trat erst später, zur Zeit als die Erzgänge entstanden, in das Gestein ein. Ich halte ihn demnach nicht für einen wesentlichen Gemengteil unserer Gabbrogesteine, wenn er auch stellenweise in größerer Menge auftritt.

Der Calcit entstand hauptsächlich bei der Umwandlung der Pyroxene und basischen Plagioklase; er kommt recht spärlich vor.

Biotit fand ich bloß in einem Dünnschliffe; $\parallel oP$ sind in ihm Apatitsülchen eingewachsen. Chlorit entsteht insbesondere aus Amphibol. Granat findet sich selten in Krystallen vor; er ist oft von penninartigem Chlorit durchzogen, welcher niedrige Doppelbrechung und höchstens dunkelblaue Interferenzfarben aufweist, so daß er fast einfach lichtbrechend erscheint; er entstand durch Umwandlung des Granats. Skapolith scheint in einem Falle vorzukommen.

Zirkon fand ich in größeren, im Amphibol eingewachsenen Krystallen; in Schnitten nach der Basis sieht man deutliche Spaltrisse nach ∞P (110). Der Rutil pflegt Zwillingungsverwachsung nach $P \infty$ aufzuweisen; er entsteht häufig in metamorphen Gabbrogesteinen bei der Umwandlung von Diallag und Amphibol (28). Titanit kommt in größeren Körnern und Krystallen vor; sein Kern pflegt aus Ilmenit zu bestehen, während er oberflächlich oder längs Spaltrissen sich in Leukoxen umwandelt. Der Ilmenit ist oft von Titanit umhüllt, der auf seine Kosten entstand; sonst ist er auch in

Leukoxen umgewandelt. Pyrit tritt in verzweigten Gruppen und Krystallen gewöhnlich in der Nähe von größeren Quarzen auf. Auch Magnetit und Hämatit sind zahlreich vertreten; Chalkopyrit fand ich insbesondere auf Spaltrissen. VOIT (4) führt außer den genannten Gemengteilen noch fraglichen Fluorit an¹⁾.

Die Analyse des Gabbros von der Gugl.

Zur Analyse suchte ich ein Probestück eines solchen »Amphibolits« aus, wie er in unserem Gebiete am häufigsten vorkommen pflegt, so daß ich überzeugt bin, daß weitere Analysen von zweckmäßig ausgesuchten Probestücken anderer Lokalitäten unseres Gebietes mit der weiter unten angeführten Analyse übereinstimmen würden. Dieselbe wurde von Herrn Assistenten A. JÍLEK ausgeführt. Das analysierte Probestück stammt von der Gugl westlich von der Carbonscholle her.

1		2		3	
SiO ₂	46,67	SiO ₂	49,82	S	49,82
Al ₂ O ₃	15,59	Al ₂ O ₃	9,79	A	2,14
Fe ₂ O ₃	3,15	FeO	11,58	C	7,65
FeO	10,19	CaO	14,24	F	30,60
CaO	12,45	MgO	12,43	M	6,59
MgO	7,76	K ₂ O	0,92	T	—
K ₂ O	1,35	Na ₂ O	1,22	K	0,85
Na ₂ O	1,19	Summe	100,00	Projektionswerte nach OSANN	
CO ₂	1,31	Gesteins- formel		a	1,06
Glühverlust*)	0,72	s ₅₀ a ₁ c ₄ f ₁₅ k _{0,85}		c	3,79
Summe	100,38			f	15,15

*) Nach Abrechnung von CO₂.

1. Ursprüngliche Analyse.
2. Molekularprozente; bei der Umrechnung wurden Fe₂O₃ auf äquivalentes FeO überführt und der CO₂-Gehalt sowie der Glühverlust vernachlässigt.
3. Gruppenwerte nach OSANN und GRUBENMANN.

¹⁾ Zfolge der Freundlichkeit des Herrn Prof. Dr. BECK in Freiberg konnte ich das ganze von VOIT verarbeitete Material besichtigen und mir auch eine Reihe

Der analysierte Amphibolit enthält nach der mikroskopischen Untersuchung als Hauptgemengteile grünen und bläulichen, sowie aktinolithartigen Amphibol, Saussurit (Epidot-Zoisit), Albit, spärlichen Orthoklas; akzessorisch Hämatit und Magnetit.

Nach der chemischen Analyse möge zunächst hervorgehoben werden, daß das analysierte Gestein weder neutral noch sauer, sondern gemäß dem SiO_2 -Gehalt < 52 v. H. basisch ist. Zeugt das niedrige a von dem beschränkten Auftreten der Feldspäte überhaupt und der sauren insbesondere, so kann man aus dem hohen Werte von c auf ein wesentliches Vertretensein der Anorthitmoleküle schließen, während der hohe Wert von f , der niedrige von k auf die basische Natur des Gesteins hinweisen. Die nach OSANN und teilweise nach GRUBENMANN berechnete Gesteinsformel stimmt in allen ihren Komponenten vollständig mit OSANN's Gabbrotypus Keweenaw (29) überein, für welchen derselbe die Formel $s_{50} a_1 c_4 f_{15} k_{0,85}$ angibt. Mit Rücksicht auf die vielfach krystalline Ausbildung gehören unsere »Amphibolite« in die 4. Gruppe von GRUBENMANN's krystallinen Schiefen, welche aus Eklogiten und Amphiboliten besteht, die hauptsächlich gabbroiden und basischen dioritischen Magmen entstammen. In dieser Gruppe führt GRUBENMANN (13, S. 99) die Analyse und Gesteinsformel eines Epidot-Glaukophanits $a_{1,5} c_{3,5} f_{15} k_{0,9}$ an, welche der unsrigen ziemlich ähnelt. Eine verwandte Formel erhielt TANNHÄUSER (30) für einen Gabbro des Neuroder Gabbrozuges $s_{51,32} a_1 c_{3,5} f_{15,5} k_{0,91}$.

Es ist daher der »Amphibolit« unseres Gebietes, nach der chemischen Analyse und ihrer Berechnung zu schließen, ein metamorphischer Gabbro.

von dazugehörigen Dünnschliffen ausleihen, wofür ich meinen herzlichen Dank ausspreche. Durch Vergleich konnte ich hier feststellen, daß Vorr's chloritische Schiefer zwischen dem Dobschauer Bache und der südlichen Grenze des Gabbrobatholiths unserer Diabasschieferzone angehören; ebenso auch seine Grünschiefer, obwohl ein Teil derselben (südwestlich von Palzmannshütte) in unsere Konglomeratzone einzureihen ist.

Genesis und Alter
des metamorphen Gabbrobatholiths.

Über den Gabbrobatholith des Zips-Gömörer Erzgebirges gibt es bereits eine umfassende Literatur, in welcher er unter den verschiedensten Namen angeführt wird, ohne daß man in gehöriger Weise seine chemische Zusammensetzung berücksichtigte, welche allein präziser die ursprüngliche Natur der dem Batholithe angehörenden Gesteine zu entziffern vermag. Es ist interessant, daß man gerade in den ältesten Publikationen die richtige Benennung »Gabbro« vorfindet, während später die Bezeichnung »Diorit« gebräuchlich wird. So hält z. B. BEUDANT (31) bereits im Jahre 1822 das Dobschauer Intrusivgestein für Gabbro, ähnlich auch ANDRIAN (32), der als Bestandteile desselben Diallag (? wohl der braune Amphibol!) und Saussurit anführt, schließlich auch FALLER (33) und ZEUSCHNER (34). Letzterer zählt zum Gabbro selbst die »Grünschiefer« und bringt ihn ganz richtig in genetische Beziehung zum Dobschauer Serpentin. Hiergegen gebraucht ROTH (35) den Namen »quarzhaltiger Augitdiorit« und führt als Gemengteile einer Varietät des Dobschauer Diorites am Zemberge auch Augit und Diallag an; soweit man aus der genauen Schilderung dieser Bestandteile schließen kann, scheint die Bestimmung auch richtig gewesen zu sein. Leider konnte ich diesen von ROTH angeführten Fundort eines diallagführenden Gesteins am Zemberge nicht auffinden; derselbe Autor führt auch Quarz als sekundären Bestandteil an. NAGY (36) benannte unseren Gabbro »quarzhaltigen und quarzlosen Diorit«, STUR (9) führt analoge Gesteine aus der Umgebung von Göllnitz als »Diorit« in Verbindung mit Amphiboliten und Serpentin an. POSEWITZ (37) hält im Anschlusse an STUR's Studien das Dobschauer Tiefengestein für »Quarzdiorit« und macht auf das bedeutende Schwanken in Struktur und Gemengteilen, sowie auf die teilweise sekundäre Natur des Quarzes aufmerksam. VOIT (4) gab eine schöne mikroskopische Beschreibung des Dobschauer Gabbros und unterschied eine Reihe von Über-

gängen vom Diorit bis zum Amphibolgranitit. BARTELS (5) benennt in neuester Zeit den westlich von unserem Gebiete bis nach Göllnitz vorkommenden Grünstein »Quarzdiorit« und führt als Übergänge zwischen porphyrischem Quarzdiorit und holokrystallinem Diorit Glimmer- und Quarzglimmerdiorit an. Er bestätigt jedoch, daß Quarz oft völlig fehlt und daß er den primären vom infiltrierten Quarz nicht zu unterscheiden vermochte.

Wie aus der angeführten chemischen Analyse und ihrer Berechnung erhellt, entstand das amphibolitartige Dobschauer Intrusivgestein durch Umwandlung aus Gabbro, der vielleicht olivinhaltig war. Die Mg- und Fe-Silikate (also Pyroxen und bezw. Olivin) sowie die Ca-Silikate (Plagioklase) des ursprünglichen Gabbros krystallisierten in Amphibol und Epidot bezw. in Zoisit um unter Ausscheidung von Eisenerzen (hauptsächlich Magnetit) und Rutil, seltener Granat, während die übrigen bleibenden Na-Silikate als Albit und der Rest von SiO_2 als Quarz ausgeschieden wurde.

VOIT (4) bestimmte in einigen Probestücken unseres Gabbros den SiO_2 -Gehalt und fand in dem Falle, daß Amphibol vorherrschte, 43,56—46,06 v. H. SiO_2 , bei etwa gleicher Menge von Amphibol und Feldspäten 49,34 v. H. SiO_2 , bei Vorherrschen der Feldspäte 51,06 v. H. SiO_2 und erst bei bedeutenderer Zunahme von Quarz 65,56—73,60 v. H. SiO_2 . Auch aus diesen Angaben scheint nur hervorzugehen, daß typische Gesteine unseres Gabbrobatholiths, die hauptsächlich aus Amphibol und Feldspäten in wechselndem Mengenverhältnis zusammengesetzt sind, basische Gesteine vorstellen, zumal sie weniger als 52 v. H. SiO_2 enthalten; sie können also nicht unter die neutralen oder sauren Diorite eingereiht werden. Von diesem chemischen Standpunkte wird man bei Benennung dieser Gesteine ausgehen müssen, wie es bereits OSANN (29, S. 426) in seiner Studie über die Definition von Gabbro und Diorit, sowie BRÖGGER (38) in seinen hervorragenden petrographischen Arbeiten tat. Die gelegentliche Zunahme von SiO_2 muß man

dem Umstande zurechnen, daß unsere »Amphibolite« in späterer Zeit bei der Zirkulation der Thermalwässer mit Quarzsubstanz imprägniert wurden. Falls wir also den zufälligen oder sekundären, größeren prozentualen SiO_2 -Gehalt in manchen Partien unserer Amphibolite unbeachtet lassen und vielmehr die Genesis und geologische Entwicklung des ganzen Batholiths vor Augen haben, dann müssen wir das Dobschauer Intrusivgestein als Gabbro oder mit Rücksicht auf seine heutige Gestalt als Gabbroamphibolit bezeichnen; auch wird diese Anschauung durch die enge Verbindung des Gabbros mit Serpentin (ursprünglich wohl Peridotit) bei Dobschau unterstützt. Weder der fremde, später zugeführte Quarz, noch stellenweise vorkommende strukturelle und mineralogische Abweichungen, wie sie in allen Gabbromassivon beobachtet werden, dürfen uns veranlassen, die richtige Benennung unseres einheitlichen Batholiths als Gabbro aufzugeben.

Verhältnis des Gabbros zu den sog. Grünschiefern.

In den früher angeführten Abhandlungen über den Dobschauer Gabbro halten ZEUSCHNER, BEUDANT den Gabbro und die Grünschiefer für ein zusammengehörendes Ganzes und strukturelle Varietäten; STUR will in der Umgebung von Göllnitz Übergänge zwischen Diorit-Amphibolit-Serpentin-Grünschiefern beobachtet haben. ANDRIAN und HAUER fassen hingegen letztere Schiefer als selbständig auf, während POSEWITZ sie als »Dioritschiefer« zufolge ihrer petrographischen Beschaffenheit mit dem Diorite verbindet. Auch VOIT findet eine chemische und petrographische Verwandtschaft der Grünschiefer mit dem Diorite bzw. Amphibolgranite. BARTELS spricht von einem genetischen Zusammenhange der »Grünsteine« und »Grünschiefer« östlich von unserem Gebiete auf Grund mikroskopischer und makroskopischer Übergänge.

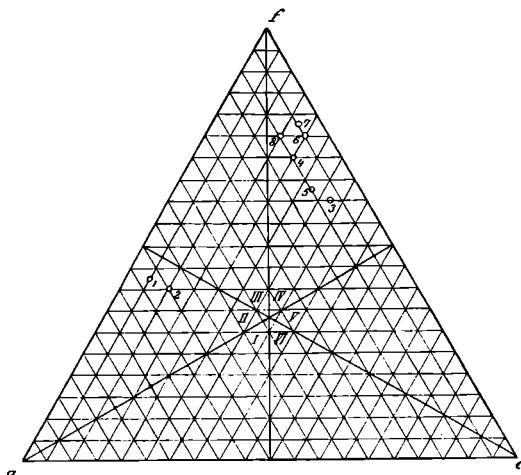
Wenn einige Autoren anführen, daß man oft eine Grenze zwischen Gabbro und Grünschiefern nicht feststellen kann, so

muß ich dazu bemerken, daß ich mich in unserem Gebiete bei der Kartierung immer entscheiden konnte, ob Diabase bezw. Diabastuffe oder Gabbrogesteine vorliegen. Aus der Kartierung geht weiter hervor, daß die sog. Grünschiefer kein einheitliches geologisches Ganzes mit dem Gabbro bilden, daß sie nicht etwa nur eine Randfacies desselben vorstellen, vielmehr einem selbständigen, vom Gabbro unabhängigen Horizont unserer altpaläozoischen Serie entsprechen. Ihre Selbständigkeit und ihr höheres Alter erhellt auch aus den Apophysen, welche der Gabbro in sie entsendet, sowie aus ihrer vom Gabbro unabhängigen Tektonik, wie man auf unserer Karte und den Profilen klar sehen kann.

Das Alter des Gabbros.

POSEWITZ (37) führt für den Dobschauer Quarzdiortit devonisches Alter, VOIT (4) und BÖCKH (26) altpaläozoisches Alter an. Aus unserer Kartierung erhellt, daß der Gabbro jünger als die Diabase und Chloritschiefer ist, da er in diese Apophysen entsendet, jedoch älter als das Dobschauer Carbon ist, welches nördlich von Dobschau diskordant die Sideritgänge,

Figur 1.



Projektion nach Osann.

welche genetisch mit dem Gabbro in Verbindung stehen, überlagert. Da FRECH (39) nachwies, daß das marine Dobschauer Carbon in die obere Abteilung des Unter carbons einzureihen ist, und da unsere Diabase wahrscheinlich devonischen Alters sind, bleibt für die Intrusion des Gabbrobatholiths nur die ältere Zeit des Unter carbons übrig.

Im obigen OSANN'schen Dreieck sind die Projektionspunkte folgender analysierten Gesteine eingezeichnet:

1. Unser analysiertes Porphyroid (= Quarzkeratophyr),
2. Sericitphyllit eruptiven Ursprungs, Unter-Engadin,
3. unser analysierter Diabas,
4. gequetschter Diabas, Raental im Taunus,
5. Epidot-Chloritschiefer, Wallis,
6. unser analysierter »Amphibolit« (= Gabbro) und gleichzeitig Projektionspunkt von OSANN's Gabbrotypus Keweenaw,
7. Gabbro von Neurode,
8. Gabbroamphibolit, Zöptau.

Die Lage der Projektionspunkte der einzelnen oben angeführten analysierten Gesteine stimmt vollständig mit den Ergebnissen der mikroskopischen und chemischen Untersuchungen sowie mit der daraus abgeleiteten Benennung der Gesteine überein. Unser analysiertes Porphyroid und GRUBENMANN's Sericitphyllit eruptiven Ursprungs haben ihre Projektionspunkte im 2. Felde des OSANN'schen Dreieckes, wo auch die Projektionspunkte der Quarzporphyre, Quarzkeratophyre und Liparite allgemein liegen. Unser Diabas, der Raentaler gepreßte Diabas und GRUBENMANN's Epidot-Chloritschiefer liegen im Felde der Diabase und Gabbros. In einer Gruppe liegen beisammen unser Gabbro, OSANN's Gabbrotypus Keweenaw, der Neuroder und Zöptauer Gabbro als neuer Beweis, daß unser Amphibolit wirklich aus Gabbro entstand; denn die Projektionspunkte der Diorite pflegen weiter links zu liegen.

V. Carbon.

Carbonschichten fand ich in unserem Gebiete an zwei Stellen auf der Gugl und auf dem Birkelnberge; letzterer Fundort liegt bereits fast außerhalb des Bereiches unserer Karte, so daß er nicht näher durchforscht wurde.

Südsüdwestlich vom Mariastollen treffen wir auf der Gugl grauen, aus ziemlich kleinen Quarzkörnern und reichlichem Glimmer bestehenden, eisenhaltigen Sandstein an, wie er sonst in anderen Formationen unseres Gebietes nicht vorzukommen pflegt. Gleichzeitig finden wir dichte, schwarze, glimmerähnliche Schiefer, die gleichfalls von sämtlichen anderswo in unserem Gebiete gefundenen Schiefeln vollständig abweichen. Beiderlei Sedimente gehören einer Carbonscholle an. Die schwarzen Schiefer enthalten oft ziemlich große Quarzgerölle, die Sandsteine werden stellenweise grauackon- und konglomeratartig, ohne daß sie jedoch den Konglomeraten und Grauackon unserer Konglomeratzone petrographisch ähnlich würden, so daß eine Identifikation beider, wie es auf VOIT's geologischer Karte geschah, nicht zulässig ist. Am Gipfel der Gugl findet man dann vereinzelt Konglomerate, welche nebst Quarzgeröllen bereits auch Bruchstücke der genannten schwarzen Schiefer enthalten, also gewiß jünger als letztere sind. Nach alledem kann man in unserem Gebiete zwei petrographisch und stratigraphisch voneinander verschiedene Konglomerate unterscheiden.

Östlich von der Kreuzungsstelle des vom Göllnitztale über den Mariastollen auf die Gugl und des vom Eberberg über die Gugl zum Kreuze führenden Weges, also südöstlich von Punkt 998,7 fand ich in einer Schlucht Spuren alten Bergbaues. Im Gabbro ist hier ein verwitterter, gegen S einfallender Sideritgang aufgeschlossen. Er wird von Carbonschichten diskordant überlagert, die längs einer Verwerfung 25—30° gegen NO in den Gabbro einfallen und im liegenden Teile aus schwarzen bis bläulichen glimmerreichen Schiefeln mit Crinoidenresten bestehen, welchen grauackonartige Schiefer und dunkelgraue

bis schwarze Kalksteine mit zahlreichen Crinoidenstielgliedern aufgelagert sind. Der Kalkstein hat ein brecciöses Aussehen, während die Schiefer transversal geschiefert sind, so daß hier offenbar alles auf eine Dislokation hinweist. Mit Hinsicht darauf, daß diese Schichten in dieser Schlucht nach SO einfallen, sind die weiter nördlich, also in ihrem Hangenden, vorgefundenen Sandsteine, schwarzen Schiefer und Konglomerate sicher jünger. Dies wird auch durch paläontologische Funde sowie den petrographischen Charakter der Hangendkonglomerate, wie später gezeigt wird, bestätigt.

Nach der vorgefundenen Fauna und Flora besteht die Carbonscholle der Gugl aus Schichten der oberen Abteilung des Unter carbons und aus solchen des Ober carbons. Ersterem gehören der Fauna nach die marinen bläulichen Schiefer und Crinoidenkalksteine an, letzterem (wahrscheinlich mittlerem Produktivem Carbon) der Landflora nach die schwarzen dichten Schiefer und die Konglomerate. Nach dieser nachgewiesenen faciiellen Ausbildung des Ober carbons auf der Gugl zu urteilen, läßt sich nicht erwarten und annehmen, daß in unmittelbarer Nähe eine vollkommen verschiedene Facies derselben Schichtenstufe auftreten würde, die von ersterer petrographisch vollkommen sich unterscheidet und zu ihr in keinerlei stratigraphischer und tektonischer Beziehung steht; mit anderen Worten, daß unsere Konglomeratzone, wie es fast allgemein angenommen wird, teilweise wenigstens dem Ober carbon angehören würde.

Nördlich von Dobschau werden schon in älteren Abhandlungen Carbonschichten angeführt. So führt ANDRIAN (7, S. 553) dolomitischen Kalkstein und glimmerreiche Tonschiefer carbonischen Alters auf dem Birkeln- und Jerusalemberge an. Ähnlich finden wir kurze Erwähnungen über das Carbon in fast allen das Dobschauer Gebiet behandelnden geologischen Arbeiten, insbesondere bei VOIT (5), jedoch ohne nähere stratigraphische Gliederung dieser Schichten. Erst FRECH (39) bestimmte aus der in den Kalksteinen und bläulichen Carbon-schiefern nördlich von Dobschau an einigen Stellen aufgefundenen

denen marinen Fauna für diese Schichten ein untercarbonisches Alter, und zwar den Horizont mit *Productus giganteus*, welcher dem obersten und jüngsten Untercarbon angehört.

VI. Trias.

1. Werfener Schichten (Untertrias).

Bereits ANDRIAN (7) führt an, daß nördlich von Dobschau die Triaskalke die Werfener Schiefer und diese ältere Schichten diskordant überlagern; nach HAUER (2) begleiten die Werfener Schiefer als schmaler Zug den nördlichen Rand der Dobschauer Devongesteine und treten weiter östlich bis zur Hernadbruchlinie in einzelnen isolierten Partien auf. Westlich von unserem Gebiete stellte ILLÉS (8) fragliche rote Werfener Schiefer im Liegenden der Triaskalke fest; in ersteren fanden sich stellenweise Abdrücke von *Estheria minuta* von ALB. Typische Werfener Schiefer mit *Myacites fassaensis* beschreibt FÖTTERLE (40). STUR (6) erkannte bei Göllnitz, daß sich nicht überall im Liegenden der Triaskalke Werfener Schiefer vorfinden, so daß jene oft weit älteren Schichten aufgelagert sind. Er gibt zu, daß die Werfener Stufe am nördlichen Rande des Zips-Gömörer Erzgebirges hauptsächlich nur auf Grund petrographischer Ähnlichkeit anerkannt wurde. Bei Krompach, also östlich von unserem Gebiete, sollen die Werfener Schiefer flach und diskordant auf älteren, krystallinen, gegen S einfallenden Gesteinen (Perm und Grünschiefer) lagern. Schließlich wurden Werfener Schiefer an verschiedenen Stellen im südlichen Teile des Zips-Gömörer Erzgebirges aufgefunden, wo ihre Altersbestimmung auf Grund typischer untertriadischer Versteinerungen, wie *Myacites fassaensis* und *Naticella costata* MÜNSTER, zuverlässig erscheint.

In unserem Gebiete treten an einigen Stellen zwischen den Triaskalken und in ihrem Liegenden Schiefer auf, welche als Werfener angesprochen werden. Sie sind den roten, dichten und quarzigen Schiefnern im Liegendteile der Konglomeratzone, welche eben am Nordrande derselben zutage treten, überaus

ähnlich und unterscheiden sich von ihnen durch ihren lebhafteren Glanz, mergelige Einlagerungen und das nördliche Einfallen. Ich konnte mich zu einem Ausscheiden der Werfener Schichten auf unserer Karte nur dort entschließen, wo ich mergelige Bänke und nördliches Einfallen feststellte, welches letzteres für das Mesozoicum im nördlichen Teile des Erzgebirges gegenüber dem südlichen Einfallen der paläozoischen Konglomeratserie charakteristisch ist. Es sind folgende Lokalitäten: Am Wege von Weißwasser nach Istvanfalu treten rote, glänzende Schiefer mit Mergel­einlagerungen auf und fallen nach N ein. Werfener Schiefer mit Mergelbänken fand ich weiter südwestlich von Istvanfalu, wo sie in der Nähe der Bruchlinie ein abnormales Einfallen gegen ONO aufweisen; ihre Fortsetzung findet man in nordöstlicher Richtung. Dieselben Schiefer treten inmitten der jüngeren Triaskalke im Göllnitztale bei Stracena zutage; sie streichen NW bis NNW, fallen etwa 25—30° NO bis ONO ein und brechen im Osten an einer Dislokation ab. Die Werfener Schiefer sind hier insbesondere am linken Göllnitzufer zugänglich und bestehen aus wechsellagernden Bänken, roter, dichter und glänzender Schiefer, die stellenweise grüne Farbe annehmen und auf ihren Schichtflächen zahlreichen Glimmer aufweisen, aus rötlichen Quarziten und mergeligen Schiefern. Sie sind also petrographisch identisch mit typischen Werfener Schiefern, wie sie anderwärts in den Karpathen und Alpen vorgefunden werden. Außer den angeführten Stellen mögen diese Schiefer wohl untergeordnet im Liegenden der Triaskalke auftreten; ich konnte jedoch zusammenhängende Zonen nicht feststellen, einerseits deshalb, weil gerade in der südlichen Nachbarschaft der Triassedimente überaus ähnliche, matte, dichte und rote Schiefer der Konglomeratzone vorkommen, andererseits, da die Grenze zwischen letzterer und der Trias einer Dislokationslinie entspricht, längs welcher gerade die Erosion intensiv eingreifen konnte, so daß die etwa noch an verschiedenen Stellen zutage tretenden Schichtenköpfe der Werfener Schiefer mit Schutt und Alluvionen bedeckt sein können.

Zur Abtrennung eines größeren Teiles des auf der älteren Karte der geologischen Reichsanstalt eingezeichneten, als Werfener Schiefer angesprochenen Bandes von der Trias und zur Einreihung desselben in das Palaeozoicum veranlaßte mich hauptsächlich der allmähliche Übergang der Gesteine der Konglomeratzone in dichte rote Schiefer, die oft für untertriadisch gehalten wurden; ich konnte dies am Wege vom Kreuze nach Dobschauer Masse und von Palzmannshütte ebendorthin feststellen. Auf ersterem geht das Konglomerat in einen transversal geschieferten grauwackenartigen Schiefer und dieser in den roten Schiefer ohne jegliche Diskordanz über; auf letzterem findet man einen Übergang der Konglomerate in Grauwackenschiefer und graue Quarzitschiefer vor, welchen Bänke roter, dichter Schiefer, wie sie sonst als Werfener Stufe betrachtet werden, eingelagert sind. Nördlich von diesen folgt noch ein schmales Band eines sericitischen Gesteines und dann bereits Triaskalk mit nördlichem Einfallen, während die ganze südlich vom Kalke gelegene Schichtserie nach SO einzufallen scheint. Es fehlen also hier bestimmt die Werfener Schiefer zwischen der Konglomeratzone und dem Triaskalke.

2. Triaskalke (mittlere und obere Trias?)

Vom Palaeozoicum sind im nördlichen Teile unseres Gebietes die Werfener Schiefer, sowie die allgemein für triadisch gehaltenen Kalke durch eine Dislokation getrennt. Aus letzteren bestehen die Berge Gerava, Am Stein, Am Pelz und Macekov (nördlich von Stracena). Die Kalksteine fallen allgemein, wie ich an vielen Stellen bestimmen konnte, nach N ein. UHLIG (1) sieht in diesen Kalken eine typische Ausbildung der ostalpinen Trias, erwartet jedoch noch für die Zukunft die Auffindung von Versteinerungen der alpinen Mergelhorizonte. VOIT (4) bezweifelt das triadische Alter dieser Kalke, da dasselbe durch keine Versteinerungen belegt ist. ANDRIAN (7) hält das Alter dieser Kalke nicht für ganz klar infolge des Mangels an Versteinerungen, während HAUER (2) von obertriadischen Kalken nördlich von Dobschau spricht,

welche unbestimmbare Gastropodenreste enthalten. Nach ANDRIAN (32) besteht das Gebiet nördlich vom Stracenaer Tale ausschließlich aus Triasgesteinen; es treten hier Werfener Schiefer, in ihrem Hangenden schwarzer, selten zu beobachtender Kalkstein und Dolomit, schließlich Kalkstein mit Korallen und unbestimmbaren Versteinerungen auf, welche vielleicht dem lombardischen Esinokalke entsprechen könnten.

In der kurzen Zeit meiner Anwesenheit in dem beschriebenen Gebiete konnte ich keine stratigraphische Gliederung dieser für triadisch gehaltenen Kalksteine auffinden. Ich vermag bloß eine bisher unbekannte fossilführende Bank anzuführen, welche im mittleren Teile des Berges Am Stein aufzufinden ist und in der Nähe der über die Göllnitz führenden Brücke austreicht. Ich konnte jedoch nur unbestimmbare Bruchstücke von Korallen und Brachiopoden feststellen, so daß mir zwar die ganze Kalksteinzone triadischen Alters, ein anderes Alter jedoch nicht absolut ausgeschlossen zu sein scheint. An verschiedenen Stellen fand ich an der Grenze zwischen Konglomeratzone und Trias Kalkbreccien als Zeugen für die große Längsdislokation, die beide voneinander trennt; auch sind die Kalksteine bei Dobschauer Masse fast auf den Kopf gestellt und bilden überhaupt längs ihres ganzen Verlaufes steile Wände.

VII. Diluvium-Alluvium.

Unbedeutende Reste diluvialer Flußablagerungen fand ich bloß an wenigen Stellen. Eine terrassenartige Ablagerung, die hauptsächlich aus schotterartigem Material zusammengesetzt ist, findet man im Florenseifentale, insbesondere oberhalb des Tales »Unter Stein«. Dasselbst befindet sich auch ein Schuttkegel, welcher darauf hinweist, daß die Richtung der Wasserläufe zu diluvialer Zeit hier ein anderer war. Kleine Terrassen fand ich weiter im Tale »Unter Stein«. Spuren von Terrassenstufen treten dann am Ufer des einst umfangreichen diluvialen Sees zwischen Palzmannshütte, Dobschauer Masse und Istvanfalu auf. Reste von Terrassenablagerungen liegen am

südwestlichen Ausläufer des Königsberges über der Straße etwa 20 m oberhalb des heutigen Göllnitztales; sie enthalten Geschiebe und Bruchstücke sämtlicher in unserem Gebiete vorkommenden Gesteine. Diluviale Terrassenreste fand ich schließlich insbesondere auch im Unterlaufe der Weißwasser. Auf der Karte schied ich bloß die bedeutenderen Vorkommen aus. Der Gehängeschutt auf den Abhängen der Berge ist hauptsächlich alluvial. Am nördlichen Abhänge der Gugl über dem Göllnitztale konnte ich bei den Ausgrabungen für den Grundbau der Gebäude der neuen Hüttengesellschaft die Mächtigkeit des Gehängeschutt auf mehr als $2\frac{1}{2}$ m feststellen. Zu unterst fand ich Lehm mit wenig Schutt ($1\frac{1}{2}$ m), darüber $\frac{1}{2}$ m Diabas- und Gabbroschutt und dann etwa $\frac{3}{4}$ m Gehängelehm mit eckigen Gesteinsbruchstücken. Stellenweise schüttete der Göllnitzfluß in seinem Inundationsgebiete alluvialen Sand und Schotter auf.

B. Tektonik.

Bevor ich auf die Tektonik unseres Gebietes eingehe, möchte ich kurz darauf hinweisen, von welchem Standpunkte aus man heute auf die Gesamttektonik der Karpathen blicken muß.

Die geniale Deckenlehre, welche in den Westalpen von SCHARDT, BERTRAND, LUGÉON, TERMIER, HAUG u. a. vertreten und verteidigt wurde, ist von der Mehrzahl der österreichischen Geologen nach bitterem Kampfe auch für die Ostalpen angenommen worden. Nur ein so ausgezeichnete Kenner der Karpathengeologie, wie UHLIG, konnte mit Erfolg den kühnen Versuch unternehmen, die Deckenlehre auch auf die Karpathen als Fortsetzung des Alpenbogens anzuwenden (43). Wenn wir nun UHLIG's ursprüngliche Gliederung der Karpathen, wie ich sie in der Einleitung anführte, mit derjenigen vergleichen, welche er in seiner »Tektonik der Karpathen« veröffentlichte, so ersehen wir, daß die sog. Sandsteinzone in den West- und Mittelkarpathen als subbeskidische und beskidische Decke dem ältesten helvetischen Deckensystem in

den Alpen entspricht. Die »Klippenzone« kann man als subpiennische und piennische Decke mit dem Iepontinischen Deckensystem der Ostalpen vergleichen, während die »Kerngebirge« und der »innere Gürtel« sowie das »ungarische Mittelgebirge« etwa ein Äquivalent des ostalpinen Deckensystems sein würde. Unser im »inneren Gürtel« liegendes Gebiet möchte also der zweiten oder dritten Teildecke des ostalpinen Deckensystems angehören. Von einer detaillierten Kartierung des inneren Gürtels der Karpathen erwartet UHLIG wichtige Ergebnisse für die Auffassung der Stratigraphie und Tektonik dieses Teiles des westlichen und mittleren Karpathenbogens, zumal bis jetzt noch nicht klar war, ob die Wiederholung der Schichtensysteme einer Isoklinal- oder Schuppenstruktur zuzuschreiben ist.

In unserem Gebiete kann man hauptsächlich zwei Bruchsysteme verfolgen, von denen die einen Längsbrüche sind und NO bis ONO streichen, während die anderen Querbrüche sind und NW bis NNW streichen. Ein abweichendes Streichen haben der Diagonalbruch im Hopfgartengraben und die Bruchlinie an der südlichen Grenze der Carbonscholle auf der Gugl. Im ganzen sind die Längsbrüche älter als die Querbrüche, da sie durch diese verschoben werden. Ich konnte folgende Längsbrüche, längs welcher stellenweise Überschiebungen stattfanden, feststellen. An der Grenze der Trias und des Paläozoicums (siehe die geologische Karte und die Profile) tritt in einer Länge von etwa 6 km in unserem Gebiete ein Längsbruch auf; letzteres wurde meiner Auffassung nach über ersteres leicht überschoben und bedeckte dann die Schichtenköpfe der nach N einfallenden Triasschichten. Durch die Erosionstätigkeit entstand später längs dieser Dislokation ein tiefer Einschnitt, in welchem nicht nur die Schichtenköpfe der Triaskalksteine, sondern stellenweise auch der Werfener Schiefer entblößt wurden. Die harten Kalksteine leisteten der Erosion verhältnismäßig bedeutend länger Widerstand als die weicheren roten Schiefergesteine an der Basis der Konglomeratzone,

so daß heute die Triaskalksteine als steile Felsen hoch über den erwähnten Erosionseinschnitt emporragen. Ähnliche Verhältnisse herrschen weiter östlich, wie aus UHLIG's Profilen (2, Fig. 19, 22, 23, 25) zu ersehen ist, nur daß man sich hier überall an der Grenze zwischen Palaeozoicum und Mesozoicum wohl eine Längsdislokation vorstellen muß, wie sie etwa auf UHLIG's Profil 22 verzeichnet ist.

Ich glaube, daß der Längsbruch, welcher sich von den Quellen des Florenseifenbaches in ost-südöstlicher Richtung über »Unter Stein« gegen Istvanfalu und weiter ins Weißwassertal hinzieht, die Fortsetzung der aus der ursprünglichen Richtung abgelenkten großen Dislokation ist, welche von Theißholz über Murany in nordöstlicher Richtung zur Granquelle verläuft und längs derer überall die Trias an mehr oder weniger krystalline Gesteine grenzt, die stellenweise über sie überschoben wurden. UHLIG nennt diese Dislokation Muranylinie. Der Triaskalkstein pflegt längs des Bruches breccienartig zu sein.

Von parallelen Längsbrüchen ist die Werfener Schiefer-scholle nördlich von Istvanfalu begrenzt; etwas abweichende Richtung haben die Längsbruchlinien am Rande der gleich-alterigen Scholle bei Stracena. Es ist unwahrscheinlich, daß diese schmalen Untertriaszüge Horste darstellen könnten, zu deren Seiten die breiteren jüngeren Triaskalksteine in die Tiefe gesunken wären; vielmehr wurden hier die Werfener Schiefer längs zweier paralleler Bruchlinien zwischen den jüngeren Triaskalken (Prof. E—F und J—K) emporgepreßt. Ähnliche Beispiele sind aus den nördlichen und südlichen Kalkalpen (43), den Karnischen Alpen (44) und vom Schneeberge in den österreichischen Kalkalpen bekannt, wo die Werfener Schiefer längs Brüchen zwischen den Kalken der oberen Trias emporgehoben wurden.

Zwei große Längsbrüche durchziehen ferner den mittleren Teil unseres Gebietes; der nördlichere streicht über den Hopfgartenberg nach Palzmännshütte und auf den Königsberg, der

südliche über den Zemberg und die Gugl auf den Eberberg. Längs dieser zwei Längsdislokationen ist ein Teil der Schichten in den Gabbrobatholith eingeklemt (Prof. C—D, E—F, G—H). Längs des nördlichen Bruches ist die Chloritschiefer- und Diabaszone über den Gabbro überschoben, längs des südlichen fand eine Überschiebung des Gabbros über die Grünschiefer statt. Längs der zuerst genannten Dislokation sind die Gesteine am Wege vom Kreuze zum Florenseifenbache südlich von Punkt 921 und am Stadtberge verruschelt; die südliche Überschiebungslinie ist im Langenbergquerstollen aufgeschlossen, wo die dislozierten Chloritschiefer unter den Gabbro einfallen.

In der paläozoischen Schichtserie treten noch einige Längsstörungen auf. Wenn wir von N gegen S fortschreiten, so sehen wir hier zunächst die über den Gabbro überschobene Antiklinale der Diabas- und Chloritschieferzone (Prof. C—D, G—H), welche stellenweise geradezu den Eindruck einer Faltenüberschiebung macht (Prof. E—F). Zwischen dieser und der weiter südlich gelegenen überkippten Falte derselben Zone liegt eine Konglomeratscholle (Prof. C—D, E—F, G—H), welche entweder einen Horst vorstellt, oder wahrscheinlicher zwischen den jüngeren Schichten in ähnlicher Weise emporgepreßt wurde, wie wir dies oben bei der Werfener Scholle darlegten.

Eine Dislokation und Verruschelung der Schichten kann man zu beiden Seiten der Konglomeratscholle beobachten, so z. B. am Wege vom Kreuze nach Dobschauer Masse, weiter am Nordabhange der Gugl gegenüber dem Stadtberge, wo man Dislokationsbreccien antrifft.

Im Hopfgartengraben durchschneidet die im Gabbro eingeschlossene paläozoische Scholle ein Diagonalbruch. Eine Längsdislokation begrenzt im Norden auch die Carbonscholle auf der Gugl (Prof. E—F); längs dieser ist der Gabbro vollständig verruschelt. Ihre Fortsetzung tritt deutlich im Querschlage des Mariastollens auf, wo längs ihr eine kleine Scholle der Diabaszone wohl eingesunken ist. Auch hier entstand

eine deutliche Ruschelzone. Ein abweichendes Streichen hat der Bruch an der südlichen Grenze der Carbonscholle; in seiner Nähe sind die Kalksteine und die gegen NO einfallenden bläulichen Schiefer stark disloziert. Die Kalksteine pflegen breccienartig, die Schiefer transversal geschiefert und bröckelig zu sein. In der Fortsetzung dieser Bruchlinie gegen NW ist der Gabbro stark verwittert und zerbröckelt.

Das Göllnitztal durchläuft zwischen den Bergen Sturtz und Babina die Sattellinie einer Antiklinale (Prof. A—B), deren Nordflügel steil nach N einfällt, während der Südflügel ein sanfteres Einfallen gegen S zu haben scheint. Ich glaube, daß bei der Faltung diese Antiklinale längs der Sattellinie zerrissen wurde, noch bevor es zur Entstehung einer Liegendfalte kam.

Die Diabaszone tritt vereinzelt am Westabhänge des Vogelsberges und auf dem gegenüberliegenden Königsberge auf; entweder wurde sie hier in die Konglomeratzone eingefaltet oder es liegt hier eine kleine Grabenversenkung vor.

Die Querbrüche (s. insbesondere Prof. L—M) sind in unserem Gebiete in der Regel jünger als die Längsdislokationen, welche sie durchsetzen und öfters auch verschieben. Ein großer Querbruch verläuft von Stracena in südöstlicher Richtung durch das Florenseifental auf den Birkelnberg und begrenzt im O die Stracenaer Werfener Scholle; längs seiner findet auch die Porphyroid- und Diabaszone im Florenseifentale und auf dem Stempelscheuer ihr Ende. Derselbe Bruch schneidet wohl auch den nördlichen Gabbrozug ab, und seiner entlang sank vielleicht auch das Carbon des Birkelnberges ab, so daß es vor der Denudation wenigstens teilweise bewahrt wurde. In der Nähe dieses Bruches sind bei Stracena die Werfener Schiefer vollständig zerbröckelt und verruschelt; auch ihr Streichen und Fallen weist daselbst Abweichungen auf.

Ein weiterer deutlicher Querbruch streicht durch den südöstlichen Ausläufer des Berges Am Stein (Prof. L—M); er verschiebt den Triaskalk deutlich gegen S. Westlich von Ist-

vanfalu grenzen die Werfener Schiefer längs eines die Mitte eines einstigen Diluvialsees gegen Palzmannshütte durchstreichenden Bruches, direkt an jüngere Triaskalke.

Am westlichen Abhange des Stadtberges und oberhalb des gegenüberliegenden Göllnitzufers fand ich dislokationsbreccienartige Gesteine; die Längsbrüche, welche von der erwähnten Querdislokation durchschnitten werden, sind durch sie verschoben worden. Durch einen Querbruch sind die Werfener Schiefer nördlich von Istvanfalu in zwei Schollen zerteilt; sie werden auch im O von einer Querdislokation abgeschnitten, welche von hier durch das Weißwassertal auf den Eberberg verläuft. Diese verschiebt auch die Vogelsberger gegen die Königsberger Scholle und scheint mir auch den südlichen Gabbrozug abzuschneiden, denn östlich von ihr tritt der Gabbro nicht mehr in zusammenhängenden Partien auf und ist von dem bisher noch nicht denudierten Schiefermantel umhüllt. Längs eines Querbruches und zu beiden Seiten desselben befindet sich am südwestlichen Ausläufer des Königsberges an der Grenze zwischen Chloritschiefer und Konglomerat eine deutliche Ruschelzone. Der Schiefer ist stark gefaltet, gepreßt und quarzreich, während das Konglomerat Abweichungen vom normalen Streichen und Fallen aufweist. Kleinere Querbrüche durchziehen den westlichen Teil des Königsberges. So ist z. B. vor der über die Göllnitz führenden Brücke am Südabhange des Königsberges in einem Steinbruche ein kleiner Querbruch zu sehen, zu dessen einer Seite die Schichten nach SSO einfallen, während auf der anderen Seite ihr Fallen ein südliches ist. Entlang der Brüche entspringen zahlreiche Quellen. Die Porphyroidzone des Königsberges ist im W von einer Querdislokation abgeschnitten, an deren Grenzen sie ein gestörtes Aussehen besitzt, während das Konglomerat daselbst stark geschiefert ist.

Die Porphyroidzone des Vogelsberges ist gegen die des Königsberges längs eines Querbruches etwas gegen S verschoben, eine ähnliche Verschiebung wiederholt sich in der er-

wähnten Zone infolge von Querdislokationen auf dem Vogelsberge und der Sturtz noch zweimal (Prof. L—M). Gleichzeitig mit der Porphyroidzone ist natürlich auch ihr Hangendes, nämlich die Diabas- und Chloritschieferzone verschoben. Dieselben Blattverschiebungen machten auch die hier auftretenden Erzgänge mit.

Ein kleiner Querbruch disloziert schließlich die kleine Insel der Diabaszone auf dem Vogelsberg-Königsberge; in seiner Nachbarschaft sind auf dem Königsberge die Konglomerate gepreßt und geschiefert.

Wenn wir die Tektonik unseres Gebietes also näher betrachten, so finden wir hier teilweise eine Schuppenstruktur entwickelt, die bei der Feststellung der stratigraphischen Verhältnisse sicherlich in Betracht gezogen werden muß, während sie bisher vielfach nur auf Grund von angenommenen Isoklinalfalten erklärt wurde.

Das Alter der Faltung und der Dislokationen.

Es unterliegt keinem Zweifel, daß die Hauptfaltung des unserem Gebiete angehörigen Palaeozoicums in paläozoischer Zeit stattfand, und zwar zur Zeit der verbreiteten variscischen Faltungsperiode. Die mesozoischen Schichten scheinen nicht oder nur stellenweise gefaltet zu sein.

Die Längsbrüche sind wohl zweierlei Alters: die einen prä-triadisch, die andern sicher posttriadisch. Zu ersteren könnten die Brüche gehören, längs welcher die Grünschiefer in den Gabbrobatholith einsanken. Älter als Obercarbon sind wohl die Längsdislokationen, auf welchen im Gabbromassiv die Erzgänge entstanden, falls dessen Intrusion, wie oben angeführt wurde, im ältesten Untercarbon stattfand. Auch die Erzgänge des Königsberges und Vogelsberges dürften wohl längs älterer Längsdislokationen entstanden sein. Posttriadisch ist sicher die Längsbruchlinie, nach welcher das Palaeozoicum über das Mesozoicum überschoben wird; postcarbonisch sind die die Carbon-scholle der Gugl begrenzenden Brüche.

Der größere Teil der Querbrüche ist posttriadischen Alters, denn sie rufen noch in den Triassedimenten Dislokationen hervor, ja durchsetzen und verschieben sogar teilweise die große posttriadische Überschiebungslinie im Norden unseres Gebietes; wahrscheinlich sind sie tertiären Alters. Außerdem sind aber untergeordnet auch wohl ältere Querbrüche vorhanden, die man in den einzelnen Stollen vorfinden kann. Viele der jüngeren Längs- und Querdislokationen mögen schon in älteren Zeiten ihren Ursprung gefunden haben und beim neuen Beginn der orogenetischen Bewegungen weiter ausgebildet worden sein.

Als Folge von zwei Hauptdruckrichtungen, welche in unserem Gebiete einerseits von SW bzw. von NO, andererseits von SO erfolgten, treten in den Konglomeraten Diaklasen von N-S-Richtung auf.

C. Paläontologischer Teil.

1. Reste einer devonischen (?) Flora.

In den feinen, rötlichen bis grauen, manchmal grauackentartigen Schiefen der Konglomeratzone fand ich Pflanzenversteinerungen vor; so auf dem Königsberge, Vogelsberge und auf dem Wege, welcher aus dem Florenseifental auf den Stempelscheuer führt (bereits außerhalb unserer Karte). Als ich auf dem Königsberge zuerst diese Versteinerungen fand, forschte ich ihnen überall, wo den Konglomeraten die erwähnten Schiefer eingelagert sind, nach. Gleich beim ersten Funde erinnerte ich mich der Hostinellen bzw. Rhodeen aus dem böhmischen Devon und fand darin einen neuen Beweis für das altpaläozoische Alter der Konglomeratzone, zu welcher Anschauung ich bereits im Gegensatze zu dem allgemein angeführten obercarbonischen oder permischen Alter dieser Schichten auf Grund meiner Kartierung kam. Es sind überhaupt diese Pflanzenabdrücke die ersten in der Konglomeratzone aufgefundenen Versteinerungen. Die Pflanzen sind allochthonen Ursprungs und zeugen von der litoralen Entstehung der erwähnten Zone;

sie liegen manchmal in den Schiefeln diagonal zu deren Schieferungsflächen. Es sind einfach oder dichotomisch geteilte Äste. Häufig beobachtete ich, daß einer der beiden dichotomischen Äste in der Richtung der Mutterachse fortwächst und zugleich den anderen Tochterzweig zur Seite drängt (Übergipfelung), so daß scheinbar eine monopodiale Verzweigung entsteht. Von extremen Fällen, wo man wirklich kaum die Dichotomie erkennen kann, sind jedoch Übergänge zu deutlicher und typischer Dichotomie vorhanden. Der verdrängte Tochterzweig pflegt schwächer zu sein, und an der Stelle der dichotomischen Verzweigung ist die Hauptsache verdickt. Auch Querstreifen, wie sie POTONIE und BERNARD (45) bei *Hostimella hostimensis* beschreiben, sind stellenweise wahrzunehmen. Ich halte die genannten Pflanzenversteinerungen für nahe verwandt mit manchen Pflanzenresten des böhmischen Devons, mit GILKINET's *Rhodea condrusorum* (46), DAWSON's *Cyclopteris incerta* (47, Taf. 16) und vielen anderen, insbesondere devonischen Pflanzen, wie sie insbesondere auch POTONIE (45), NATHORST (48), DAWSON (49) u. a. beschrieben¹⁾.

In den oben angeführten Schiefeln der Konglomeratzone kommen also allerdings schlecht erhaltene Abdrücke von farren- bzw. lycopodienartigen Pflanzen vor, wie sie an anderen Stellen, hauptsächlich im Devon, vorgefunden werden. So z. B. in Böhmen in BARRANDE's Etage H, in den Lenneschiefeln des deutschen Devons, in Belgien, in Nordamerika in den Staaten New York, Maine u. a. Überall finden wir diese Versteinerungen in einer Schiefelserie, die petrographisch der unserigen ziemlich analog ist; nämlich in sandigen Schiefeln und Grauwacken. Die devonische Schichtenfolge im Staate Maine, von woher DAWSON die erwähnten Pflanzenreste beschrieb, könnte man geradezu mit unserer Konglomeratzone ver-

¹⁾ Bei meinem Aufenthalte in Berlin zeigte ich die gefundenen Pflanzenversteinerungen Herrn Professor POTONIE und Herrn Dozenten GOTHAN. Beide äußerten sich dahin, daß sie entschieden älter als permisch zu sein scheinen; letzterer bestätigte meine Ansicht über das devonische Alter.

gleichen. Auch dort kommen die Pflanzenabdrücke in roten, sandigen Schiefen vor, welche in rote Konglomerate übergehen. Ähnlich besteht bei Aachen das Unterdevon hauptsächlich aus roten Schiefen und Sandsteinen, während die litoralen Schichten des Mitteldevons als rote konglomeratartige Sandsteine und Schiefer ausgebildet sind.

Aus stratigraphischen, petrographischen, tektonischen und paläontologischen Gründen halte ich demnach die Konglomeratzone für devonisch. Wahrscheinlich ist in ihr das Unter- (?) und Mitteldevon vertreten, während die Eruptivgesteinsdecken im Hangenden dem Oberdevon entsprechen könnten. Allerdings fällt hier der Umstand in die Augen, daß eine ähnliche Facies von altpaläozoischen Schichten bisher in den Karpathen unbekannt war.

2. Versteinerungen carbonischen Alters.

a) U n t e r c a r b o n.

Das Dobschauer Carbon ist bereits seit langer Zeit bekannt; eingehender wurde es in einem nicht gedruckten Manuskripte von KISS behandelt. HAUER vergleicht es mit den Bleiberger Schichten, ANDRIAN (7) führt aus den dunkeln, oft dolomitischen Kalksteinen des Birkeln- und Jerusalemberges bei Dobschau Crinoidenstielglieder und andere unbestimmbare Versteinerungen an. Auch in den Hangendschiefen des Kalksteines fand er Crinoidenreste und andere. E. SUESS bestimmte hier *Receptaculites Oceani* EICHW., *Productus fimbriatus* SOW., *Camerophoria Kissi* SUESS, außerdem *Orthis*, *Spirifer*, *Productus*, *Euomphalus* usw. VOIT (4) fügt *Streptorrhynchus* cf. *crenistris* hinzu. GESELL (50) führt an, daß er bei einer Untersuchung des Fundortes der Carbonversteinerungen auf dem Steinberge und auf Michaeli bei Dobschau im Sandsteine bestimmbare Fossilien fand. KAYSER aus Marburg macht nach VOIT (4) auf die Ähnlichkeit des Dobschauer mit dem Kärtner Carbon aufmerksam, ILLÉS (51) beschrieb den ersten ungarischen Trilobiten als *Griffithides Dobsinensis*; er wurde im Kalksteine des Birkelnberges aufgefunden.

Das ganze bisher bei Dobschau gesammelte carbonische Fossilienmaterial wurde schließlich dem ausgezeichneten Kenner F. FRECH zugeschickt, welcher feststellte, daß diese Fauna zur Stufe »*Productus giganteus*«, also zur oberen Abteilung des Untercarbons gehört (39). Als für diese Stufe typische Versteinerungen führt er *Euphemus Orbignyi*, *Productus punctatus*, *semireticulatus* und *scabriculus*, *Orthothetes crenistria* und *radialis*, *Retzia radialis* an. Die facielle Ausbildung des Dobschauer Untercarbons ist ähnlich derjenigen in Schlesien und in den Ostalpen (Noetscher Schichten); es herrschen kalkreiche Tonschiefer mit einer marinen Litoralfauna vor.

Als ich die einzelnen Carbonschollen in der Umgebung von Dobschau besuchte, fand ich in den »städtischen Maßörtern« in bläulichen Schiefeln *Productus*, *Schizophoria* sp., *Retzia*, *Zaphrentis*, *Philippisia* (?) und zahlreiche Crinoidenstielglieder. Wichtig ist ein Fossilienfund, welchen ich in der Gugler Carbonscholle machte. In bläulichen Schiefeln fand ich hier neben zahlreichen Crinoidenstielgliedern den Brachiopoden *Spiriferina octoplicata* SOW., welchen auch FRECH von anderen Stellen anführt. Aus diesem Grunde und deshalb, weil das Gugler Carbon in seinem Liegendteile petrographisch mit den übrigen hiesigen Untercarbonschollen vollständig übereinstimmt, gehört dasselbe zweifellos auch der oberen Abteilung des Untercarbons an.

b) Obercarbon.

Unbestimmbare Pflanzenreste erwähnt aus dem Dobschauer Carbon bereits ANDRIAN (7), nach BÖCKH (3) kommen hier Pflanzenabdrücke vor, welche dem Obercarbon angehören.

Wie bereits oben hervorgehoben wurde, fallen die Carbonschichten der Gugl nach Norden ein. Wenn wir also das Carbon von seiner südlichen Grenze aus gegen N begehen, treten stufenweise die Schichtenköpfe immer jüngerer Schichten zutage. In der Tat fand ich auch in den nördlich die untercarbonischen Kalksteine und Schiefer überlagernden schwarzen Schiefeln den Abdruck eines Fiederblättchens von *Neuropteris*

flexuosa BRONGN. Dasselbe ist normal zum Hauptnerv angewachsen, seine Basis ist herzförmig ausgeschnitten und der Mittelnerv teilt sich gleich von der Basis aus in Seitennerven. Diese treten aus dem Mittelnerv unter einem sehr spitzen Winkel aus und sind oft dichotomisch geteilt, ohne daß Anastomosen vorhanden wären. Diese Lage des Mittelnervs ist durch eine deutliche Rinne angedeutet. Der Abdruck stimmt vollständig mit *Neuropteris flexuosa* überein, wie sie von SCHIMPER (52, Taf. 30, Fig. 12—13), HOFMANN-RYBA (53, Taf. 9, Fig. 5, 5a), ZEILLER (54, pl. 46, Fig. 2) abgebildet wird.

FRECH (55) führt *Neuropteris flexuosa* aus dem Obercarbon im Harze, in den Südalpen, aus der mittleren Abteilung des Obercarbons in Frankreich usw. an; POTONIÉ (56) reiht diese *Neuropteris*-Art zusammen mit *Cyclopteris* in seine fünfte Flora, welche der mittleren Abteilung des Obercarbons angehört, ein. Neben der genannten *Neuropteris* fand ich auch einen Abdruck von *Cyclopteris* mit fächerförmiger Nervatur. Es liegen also im Gugler Carbon über den bläulichen Schiefen und den Kalksteinen des Untercarbons schwarze Schiefer, welche im Obercarbon, wahrscheinlich in seiner mittleren Abteilung entstanden. Hiermit würde auch eine Äußerung, welche gelegentlich einer das Dobschauer Gebiet betreffenden Besprechung Herr Dr. AHLBURG, Geologe der Pr. geol. Landesanstalt, über das Carbon in den »städtischen Maßörtern« südlich von der Gugl mir gegenüber machte, einigermaßen übereinstimmen. Er teilte mir mit, daß dort die unregelmäßige Oberfläche des von ihm für devonisch gehaltenen Kalksteines von schwarzen, den vorgefundenen Pflanzenresten nach obercarbonischen Schiefen mit Grauwackeeinlagerungen überlagert wird. Im Vergleiche mit den von mir auf der Gugl gemachten Beobachtungen könnte man schließen, daß der von AHLBURG angeführte Kalkstein ähnlich wie der auf der Gugl gemäß den Untersuchungen FRECH's der oberen Abteilung des Untercarbons angehört, während die schwarzen

Schiefer ähnlich wie auf der Gugl im mittleren Obercarbon entstanden sein dürften; zwischen beiden Ablagerungen liegt die Zeit der unteren Abteilung des Obercarbons, zu welcher offenbar die genannten Unebenheiten an der Oberfläche der Kalksteine entstehen konnten.

Schließlich möchte ich noch anführen, daß das auf der Gugl auftretende, Bruchstücke der schwarzen Schiefer enthaltende Konglomerat demnach jünger sein muß als diese.

D. Morphologische Beobachtungen.

Wenn wir von dem Gipfel der Gugl (998,7 m) die Umgebung überblicken, so bemerken wir, daß sich nach allen Seiten Berge von fast gleicher Gipfelhöhe erheben; so östlich der Eberberg (1022 m), Vajcaková (991 m), Babina (1077 m), Sturtz (958—1070 m), Vogelsberg (1145 m), nördlich der Königsberg (947—1059 m), Stadtberg (915 m), der südliche Ausläufer des Geravaberges nördlich von Istvanfalu (989 m) und östlich von Kolonie Zeif (1064 m), westlich die Berge Am Stein (1047 m), Am Pelz (1011 m), Hopfgarten (957 m), Stempelscheuer (964 m). All dies erinnert an die Reste einer Fastebene.

Die Bäche des kartierten Gebietes münden hauptsächlich in die Göllnitz und deren Zuflüsse, bis auf diejenigen, welche im südlichsten Teile unseres Gebietes entspringen und in südlicher Richtung in den Dobschauer Bach abfließen. Die älteste und ursprüngliche Richtung der Flußläufe des inneren Gürtels war gewiß eine nordsüdliche, da ja letzterer nur eine der von S gegen N überschobenen Decken vorstellt, aus welchen nach den Forschungen von insbesondere LUGEON (41) und UHLIG (42) das gesamte Karpathengebirge besteht. Die Mehrzahl der Flußläufe des inneren Gürtels verläuft auch in konsequenter Richtung von N nach S. Daneben entstanden jedoch auch subsequente Flußläufe, deren Verlauf mit dem vorherrschenden Schichtstreichen übereinstimmt und sich oft an die Grenze

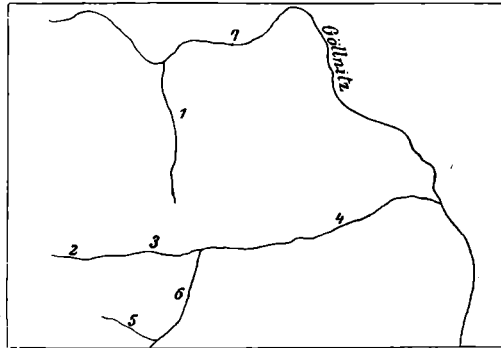
zweier verschieden harter Schichtsysteme hält; hierher gehört z. B. der größere Teil des Göllnitzlaufes. Einen bedeutenden Einfluß auf die Topographie unserer Gegend, sowie auf die Richtung der Flußläufe hatten die zahlreichen Längs- und Querbrüche.

Eine größere Anzahl derselben liegt im Gebiete zwischen Palzmannshütte, Dobschauer Masse und Istvanfalu. An diesen Stellen, wo so zahlreiche Dislokationen den Zusammenhang der Schichten gelockert haben, konnte die zerstörende Erosionstätigkeit der Flußläufe am ausgiebigsten eingreifen, so daß in diluvialer Zeit hier ein ausgedehntes Seebecken entstand, in welches größere Zuflüsse von W aus dem Tale Am Stein, von NW die Göllnitz und von O vielleicht die Weißwasser mündeten. Das im Seebecken aufgestaute Wasser brach sich hierauf bei Palzmannshütte Bahn und floß weiter gegen O subsequent ab. Die Terrassenreste am südwestlichen Ausläufer des Königsbergs, welche in einer Höhe von über 20 m über dem jetzigen Niveau der Göllnitz liegen, zeugen von der einstigen Höhenlage des Göllnitzlaufes. Besonders wirksam konnte auch die Erosion entlang des Längsbruches eingreifen, welcher an der Grenze des Palaeozoicums und Mesozoicums verläuft; sie verursachte hier die Entstehung einer deutlichen Erosionsrinne.

Eine interessante doppelte Flußanzapfung kann man im westlichen Teile unseres Gebietes beobachten (s. Fig. 2 und 3). Der heutige Florenseifenbach fließt in seinem Oberlaufe zunächst von W nach O, biegt dann gegen SO, hierauf nach NO bis NNO um, während der ganze Unterlauf eine südnördliche Richtung hat. Eine höhere diluviale Terrassenaufschüttung kann man an der Umbiegungsstelle von SO nach NO, ferner dort, wo der Bach eine nordsüdliche Richtung annimmt, beobachten. An letzterer Stelle nimmt er auch am Südabhange des Berges Am Pelz von W her einen kleinen Zufluß auf. Die östlichen zwei Drittel des Tales Unter Stein nimmt ein kleiner, gegen O in die Göllnitz abfließender Bach ein. Wie an den

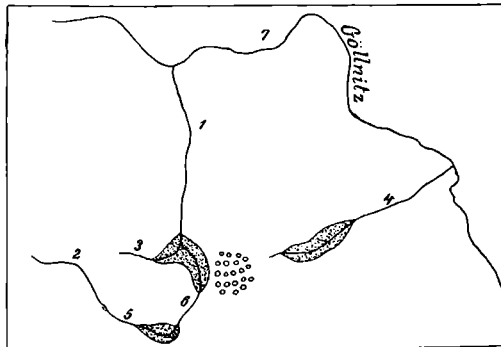
genannten Stellen des Florenseifentales, so sind auch im Tale Unter Stein die Diluvialterrassen in keinem Verhältnis zu den heutigen unbedeutenden Flußläufen.

Figur 2.



**Ursprüngliche Richtung der Wasserläufe im westlichen Teile
unseres Gebietes.**

Figur 3.



Ihr heutiger Verlauf.

Ursprünglich war wohl die Situation folgende (s. Fig. 2): Der Oberlauf des heutigen Florenseifenbaches war ursprünglich ein selbständiger Bach, der in nördlicher Richtung in die Göllnitz ins Stracenaer Tal abfloß. Gerade in letzterem konnte die Göllnitz, da sie hier weiche und leicht zerstörbare Werfener

Schiefer antraf, bei weitem intensiver und rascher ihr Flußbett vertiefen, als ihr schwacher, den harten Kalkstein durchfließender Zufluß. Dieser mündete hier wohl einst mit einem kleinen Wasserfalle, da er mit der stärkeren Erosion des Göllnitzflusses nicht Schritt halten konnte. Es bildete sich ein Hängetal aus. Durch Vertiefung der unteren Erosionsbasis vielleicht auch infolge von posthumer Bewegungen, welche längs der zwischen den Bergen Am Pelz und Am Stein verlaufenden Bruchlinie stattfinden konnten, wurde die Erosionstätigkeit des genannten Zuflusses erhöht und belebt, so daß er durch rückwärtige Erosion den Fluß, welcher längs des Südabhanges des Berges Am Pelz in östlicher Richtung über »Unter Stein« in die Göllnitz abfloß, anzapfte und ihn seines Oberlaufes (2 + 3) beraubte. Der Unterlauf (im Tale Unter Stein) des geköpften und um einen bedeutenden Teil seiner Wassermenge beraubten Flusses war nun nicht mehr imstande, das ihm von seinem Nebenflusse zugetragene Material wegzuschaffen, so daß dieser durch seine eigene Aufschüttung zum Flußlaufe 1 abgelenkt wurde, worauf heute noch die Krümmung 7 hinweist. Der Flußlauf 1, dessen Wassermenge in solcher Weise vergrößert wurde, begann nun mit intensiverer Erosion, die sich insbesondere auch in einer stärkeren, rückwärts schreitenden Erosion des kleineren Zuflusses 5 kundgab, während der seines Hauptzuflusses 6 beraubte Flußlauf 4 nunmehr in dem untersten Teile seines ursprünglichen Tales umherirrte. An der Stelle, wo der Zufluß 6 mit seiner eigenen Aufschüttung sich selbst den Weg versperrte, liegt bis heute noch eine Schuttanhäufung. Schließlich erreichte der Zufluß durch rückschreitende Erosion den obersten Teil des ursprünglichen ostwestlichen Flußlaufes und zapfte denselben an. Drei Reste weisen also auf einen ursprünglich einheitlichen subsequenten Zufluß der Göllnitz hin; der erste liegt im obersten Talteile des heutigen Florenseifenbaches (2), der zweite entspricht dem kleinen Zuflusse des letzteren am Fuße des Berges Am Pelz (3), der dritte bildet den Zufluß der Göllnitz (4), diluviale

Aufschüttungen treten am deutlichsten an jenen Stellen, wo ursprünglich der Bach 5 und 6 mündete, ferner dort, wo die Anzapfung der Wasserläufe 2 + 3 und 6 stattfand, schließlich im Tale Unter Stein auf.

Zusammenfassung des geologisch-paläontologischen Teiles.

1. Aus tektonischen, stratigraphischen, petrographischen und paläontologischen Gründen ist höchstwahrscheinlich die Konglomeratzone, deren Alter fast allgemein als jungcarbonisch bezw. permisch angesprochen wurde, altpaläozoisch, und zwar devonisch.

2. Die Porphyroidzone unseres Gebietes, welche früher in der Literatur als phyllitische und sericitische Tonschiefer angeführt wurde, entspricht metamorphen Quarzporphyr-, Quarzkeratophyrdecken, deren Tuffen und Sedimenteinlagerungen. Sie wurde zuerst im Nachbargebiet von SCHAFARZIK richtig gedeutet.

3. In ihrem Hangenden befindet sich die sog. Grünschieferzone. Ich unterschied in derselben zwei Horizonte, von welchen der tiefere hauptsächlich aus submarinen Diabasdecken, der höhere aus Diabastuffen mit marinen Sedimentablagerungen zusammengesetzt ist. Die Porphyroidzone und Grünschieferzone sind wohl auch devonischen Alters.

4. Die Intrusion des Gabbrobatholiths, welcher größeren Teils fälschlich als Diorit angeführt wird, ist jünger als die Grünschieferzone, jedoch älter als die Carbonkalke, welche der obersten Abteilung des Untercarbons angehören. Sie fand wahrscheinlich im älteren Untercarbon statt.

5. Im Hangenden der untercarbonischen Schiefer und Kalksteine konnte ich zum ersten Male in dieser Gegend durch zuverlässige Fossilienfunde Schiefer feststellen, welche den in ihnen enthaltenen Pflanzenresten nach obercarbonischen Alters sind und dessen mittlerer Abteilung angehören.

6. Ein großer Teil der roten Schiefer, welche auf den älteren geologischen Karten als Werfener Schiefer kartiert sind, gehört meiner Meinung nach dem Liegendteile der Konglomeratzone an, obwohl stellenweise auch wirkliche Werfener Schiefer auftreten.

7. Die Spezialtektonik des besprochenen Gebietes, wie sie auf der beiliegenden geologischen Karte gekennzeichnet ist, ist ein vollständig neues und selbständiges Ergebnis meiner Studien. Es kommen hier hauptsächlich zwei zueinander fast senkrechte Bruchsysteme vor; die Querdislokationen streichen NW und sind im allgemeinen jünger als die Längsdislokationen, welche nach NO streichen. Durch einen Längsbruch ist das paläozoische Gebirge vom mesozoischen getrennt; längs dieses Bruches wurde ersteres über letzteres überschoben. Er stellt wahrscheinlich die aus der ursprünglichen Richtung etwas abgelenkte Fortsetzung von UHLIG's Muranylinie vor. Auf Längsbrüchen wurden zwischen den jüngeren Triaskalken schmale Schollen untertriadischer Werfener Schiefer emporgepreßt; längs ähnlicher Brüche ist in den Gabbrobatholith ein Teil des Palaeozoicums eingekellt, welches selbst wieder zahlreiche Dislokationen aufweist. Mit den Längsbrüchen pflegt eine Tendenz zur Überschiebung verbunden zu sein.

Die im allgemeinen jüngeren Querbrüche durchsetzen unser Gebiet quer zum vorherrschenden nordöstlichen Schichtstreichen. Zur Zeit der allgemeinen variscischen Faltung, teilweise auch schon früher, wurden die älteren Schichten in normale, isoklinale und überkippte Falten gelegt; an einer Stelle scheint die Antiklinale bei der Faltung in der Sattellinie zerrissen worden zu sein.

8. Die Stratigraphie und Tektonik unseres Gebietes ist nach meinen Untersuchungen nicht sowohl mit Hilfe von Isoklinalfalten als vielmehr auf Grund einer Schuppenstruktur aufzuklären, welche hier vorherrscht.

9. In Schiefen der Konglomeratzone fand ich zum ersten Male Pflanzenversteinerungen vor. Ihre Achsen sind dichotom

tomisch geteilt und sie erinnern überaus an Pflanzenreste, wie sie aus dem Devon in Böhmen (*Hostimella*, *Rhodea*), Deutschland (*Rhodea condrusorum*) und Amerika bekannt sind. In den im Hangenden des Unter-carbons gelegenen Schiefen konnte ich den Abdruck eines Fiederblättchens von *Neuropteris flexuosa* BRONGN. und *Cyclopteris* auffinden. Aus den Unter-carbonschichten auf der Gugl bestimmte ich den Brachiopoden *Spiriferina octoplicata*.

10. Vom morphologischen Standpunkte aus fällt die ziemlich gewährte Konstanz der Gipfelhöhe auf, die auf eine alte Fastebene hinweist. Die Wasserläufe haben meist konsequente, bisweilen auch subsequente Richtung. Zwei Abbildungen stellen Verlegungen und Anzapfungen der Wasserläufe im westlichen Teile unseres Gebietes dar.

Lagerstättenkundlicher Teil.

I. Einleitung.

Das von uns beschriebene Gebiet liegt im Zips-Gömörer Erzgebirge, das seit jeher durch seinen Reichtum an verschiedenen, insbesondere aber Eisenerzen berühmt war. Die Erzgänge streichen von Dobschau gegen Ost bis zu den Städten Göllnitz und Kaschau und ihre Ausbeutung ist bereits einige 100 Jahre alt. Im Dobschauer Gebiete gewann man Kupfererze, gegen Ende des 18. Jahrhunderts Cobalt- und Nickel-erze; später hauptsächlich Eisenerze, neben welchen heute abermals die Kupfererze in den Vordergrund treten. Je nach den Verhältnissen auf dem Weltmarkte, nach Bedarf und Preis suchte man zu verschiedenen Zeiten bald diese, bald jene Erze auf. Heute werden im beschriebenen Gebiete die Eisenerzgänge hauptsächlich vom Fürsten Coburg ausgebeutet, während behufs Gewinnung und Verhüttung der Kupfererze unlängst eine neue Gesellschaft »Die Dobsinaer Kupferwerke Aktien-gesellschaft« mit ungarischem und deutschem Kapitale zu-sammentrat.

Nachdem ich die Oberflächenkartierung nördlich von Dobschau beendet hatte, widmete ich mich der praktisch-geologischen Untersuchung und unterirdischen Kartierung der wichtigsten hiesigen Erzgänge, soweit mir dieselben zur Zeit meiner Anwesenheit durch die Zuvorkommenheit der fürstl. Coburg-schen Grubenverwaltung und der Direktion der oben genannten Gesellschaft zugänglich waren. Insbesondere dort, wo letztere ausbeutete, kam man mir mit größter Aufmerksamkeit entgegen.

In unserem Gebiete treten die Erzgänge zunächst an der Grenze zwischen der Konglomerat- und Porphyroidzone auf, so auf dem Königsberge und teilweise auch auf dem Vogelsberge; es sind vorwiegend Sideritgänge. Wir treffen sie ferner verschiedentlich innerhalb der Konglomerat- und Porphyroidzone an, wie z. B. am Vogelsberge und im westlichen Teile unseres Gebiets; sie pflegen sehr quarzreich zu sein. Schließlich ist der Gabbro von zahlreichen Erzgängen durchsetzt, die neben Siderit, Quarz und Kupfererzen insbesondere auch Kobalt- und Nickelerze enthalten; letztere finden sich niemals in den zuerst genannten Gängen vor. Vom bergmännischen Standpunkte aus kann man hier aber hauptsächlich zwei Gruppen von Gängen unterscheiden; die einen werden insbesondere zufolge ihres Reichtums an Eisenerzen ausgebeutet, während man auf den anderen in erster Reihe Kupfererze, meist Chalkopyrit und Tetraedrit, und teilweise auch Kobalt- und Nickelerze gewinnt. Zwischen beiderlei Gängen gibt es Übergänge; manche Partien der ersteren werden so reich an Kupfererzen, daß diese vom Siderit getrennt und so ein Nebenprodukt der Eisenerzgewinnung werden. Die Eisenerze werden zu Rabenseifen geröstet und dann in die Hochöfen von Stracena befördert. Auch werden heute noch die stellenweise auf großen Halden aufgehäuften Schlacken, welche den Überrest einer alten Eisenerzverhüttung darstellen, von neuem verwertet, zumal sie noch einen bedeutenden Prozentsatz Fe bergen, dessen Ausbeutung mit Hilfe heutiger, moderner Methoden sich immerhin noch lohnt. Die Gewinnung, Verwertung und Verhüttung der Kupfererze wurde in den letzten Jahren verschiedenen Unternehmern verpachtet, welche mit größerem oder kleinerem Erfolge oft in unökonomischer Weise hauptsächlich nur die erreichbarsten und zugänglichsten Partien abbauten; aus dieser Zeit stammt auch das alte Hüttenwerk zu Rabenseifen. Die früher genannte neue Aktiengesellschaft will nun die Erzgewinnung und Verhüttung rationell und im großen mit Hilfe der neuesten Methoden und Maschinen durchführen, zu wel-

chem Zwecke bereits ein ausgedehntes Hüttenwerk bei Rabenseifen an einer »Blaufeuer« genannten Stelle aufgebaut wurde.

Der Kürze halber spreche ich künftighin einerseits von Sideritgängen mit vorherrschendem Siderit als Erzmittel, andererseits von Erzgängen im engeren Sinne des Wortes, in welchen neben Siderit und Quarz insbesondere Kupfer- bzw. Kobalt- und Nickelerze vorkommen. Ich unterscheide ferner in unserer Gegend drei Gangreviere, und zwar das Gugler, Königsberger und Vogelsberger Revier. Unsere Gänge erinnern außerordentlich an den Typus Mitterberg und Salzburg und an jenen der Siegerländer Gänge, worauf übrigens bereits GRODDECK (57) und neuestens BARTELS (5) hinwiesen, indem sie auf die Ähnlichkeit der Gangmasse sowie der Nebengesteine aufmerksam machten. Der Siegerländer Gangdistrikt wurde unlängst eingehend und mustergültig von BORNHARDT (58) beschrieben, dessen ausgezeichnete Arbeit mir zum Vergleich bei der Erforschung unserer Gänge willkommen war. Die Erzlagerstätten südlich von unserem Gebiete beschrieb ausführlich VOIT (4).

Im Gugler Revier (siehe Taf. 3 Fig. 1 u. 2) wird der Gabbro von einem System von Gängen durchsetzt, die im allgemeinen O-W streichen und nach S einfallen; manchmal werden sie durch N-S streichende Spalten zerstückelt und verschoben. Gegen die Tiefe nimmt der Reichtum an Co- und Ni-Erzen zu. Diese Gänge sind auf den Gabbro beschränkt und treten niemals im vollen Ausmaße in die »Grünschieferzone« ein, wie bereits FALLER (33) erkannte. Ihr ganzes Aussehen scheint ungeachtet der bei weitem geringeren durchschnittlichen Mächtigkeit ein anderes zu sein, als jenes der in den nördlichen Revieren aufgeschlossenen Gänge; es herrschen hier »Erzgänge« vor. Die hauptsächlichsten sind hier die Stollen Langenberg, Josephi, Pauli, Ober- und Unter-Jóremény, Maria und Theresia (dieser war zur Zeit meiner Anwesenheit unbefahrbar).

Im Königsberger Revier (Taf. 3 Fig. 3) wird heute

nur der Philippsgang wegen seines Reichtums an Siderit, stellenweise auch an Kupfererzen ausgebeutet. Auf ihm bauen nebst dem Tagebaue und einer Anzahl von Mittelläufen der Ober- und Unter-Philippstollen ab.

Auch die Gänge des Vogelsberger Reviers (Taf. 3 Fig. 4) sind vorwiegend sideritführend, obwohl sie öfters auch reichliche Kupfererze führen. Sie sind längs einer Dislokation gegenüber den Königsberger Gängen gegen Süden etwas verschoben. Am wichtigsten sind hier die Stollen Karoly, Ober- und Unter-Cilli.

II. Die Zusammensetzung und Struktur der Gangmasse, die paragenetischen Verhältnisse, primäre und sekundäre Teufenunterschiede.

In unserem Gebiete konnte ich vier verschiedenalterige Gangformationen unterscheiden, die sich gegenseitig kombinieren. Es ist dies die 1. Siderit-, 2. Quarz-, 3. Kupfererz-, 4. Kobalt- und Nickelerzformation; am ältesten ist die zuerst genannte, die übrigen sind der Reihe nach jünger. Der Quarz verdrängt teilweise metasomatisch den Siderit, tritt in der Mitte der Gänge auf oder kommt auch selbständig in Spalten jüngeren Alters als der Siderit vor. Die Kupfererze verdrängen zum Teil den Siderit und Quarz und die jüngste Ausfüllung bilden die Kobalt-Nickelerze, welche Reste der drei früher genannten Gangformationen umschließen. Letztere Erze pflegen von schwarzen, glänzenden und schieferigen Lettenbestegen mit zahlreichen Rutschflächen und Harnischen begleitet zu werden und treten insbesondere in tieferen Horizonten im Liegendteile der Gänge auf, z. B. Unter-Jóremény, Josephi, Pauli.

Die Gangmasse der Königsberger und Vogelsberger Gänge führt hauptsächlich Siderit, Ankerit, Quarz, Chalkopyrit und Tetraedrit, untergeordnet Limonit, Pyrit, Titanit, Rutil, Calcit, Dolomit, Muscovit und Chlorit. Im Gugler Revier treten hinzu Malachit, Azurit und Kobalt-Nickelerze, insbesondere Smaltn, Chloanthit, Kobalt- und Nickelblüte, Arsenopyrit, Löllingit, Baryt und Turmalin. VOIT (4) führt aus den benachbarten

Dobschauer Gängen noch Ziegelerz, Buntkupferkies, Kobaltin, Weißnickelkies und Rotnickelkies an. Die Struktur der Gangmasse pflegt meist massig, seltener geschichtet oder breccienartig (Maria) zu sein.

Der Siderit der Gangmasse ist gewöhnlich massig, nicht flaserig struiert; er kommt am häufigsten in Gestalt von sehr feinen bis groben, ja stückweisen Körnern vor. Seine Farbe ist licht- bis dunkelbraun; bisweilen grau bis fast weiß bei Übergängen in Ankerit. Unter dem Mikroskope fand ich auch unzulöse Auslöschung und Verbiegung von Spaltrissen des Siderits (Maria) als Beweis des hohen Druckes, welchem unsere Gänge nach ihrem Entstehen ausgesetzt waren. An einer Stelle waren die Siderite der breccienartig struierten Gangmasse von Rissen durchsetzt, welche durch neugebildeten, jüngeren Siderit ausgefüllt wurden. Auch sonst hat man den Eindruck, als ob neben dem älteren Siderit ein jüngerer, von frischem Aussehen und mit Einschlüssen von unregelmäßigen Resten der älteren Generation (Unter-Jóremény, Pauli) vorhanden wäre.

Der Siderit pflegt insbesondere am Ausgehenden der Gänge in Limonit umgewandelt zu sein; doch findet man Brauneisenstein bisweilen noch in ziemlicher Tiefe, so im Horizont des Langenbergstollens. Im Dünnschliffe kann man beobachten, wie die Umwandlung der lappenförmig ineinandergreifenden Sideritindividuen in Limonit an ihrem Rande oder längs Spaltrissen beginnt; ja an einer Stelle des Josephtollens war der Siderit vollständig aus der quarzigen Gangmasse ausgelaugt, so daß nur Hohlräume nach ihm hinterblieben. Auch der stellenweise auftretende Eisenglimmer dürfte seinen Ursprung im Siderit haben (Unter-Cilli); ebenso der Ankerit.

Der Eisenspat hat seinen Ursprung im Eisenhydrocarbonat, welches in den aus den Tiefen emporsteigenden Thermalwässern gelöst war, und ist entschieden jünger als die Gabbrointrusion, die Konglomerat- und Porphyroidzone, welche insgesamt von ihm in der Nähe der Gänge infiltriert wurden. Er ist häufig

am Rande oder in seiner Mitte teilweise oder vollständig durch den jüngeren Quarz (Taf. 4 Fig. 3, 4) bezw. die Cu-, Co- und Ni-Erze metasomatisch verdrängt.

Der Quarz durchsetzt metasomatisch, wie gesagt, die Sideritmasse, und zwar in Aggregaten von Körnern oder in schön ausgebildeten und scharf umgrenzten Krystallen (Taf. 4, Fig. 3), bisweilen füllt er auch den Rand oder die Mitte des Ganges aus, was auf ein abermaliges Aufreißen der Gangspalte hinzuweisen scheint. Seltener findet man ihn in faserförmigen Gruppen, welche an Chalcedon erinnern, sich jedoch von diesem durch den optisch positiven Charakter unterscheiden; in Schnitten, welche senkrecht zur Hauptachse verlaufen, weist er auch manchmal die amethystartige Struktur auf. Man kann oft bereits makroskopisch im Quarze Reste von Siderit auffinden; bei weitem deutlicher treten jedoch diese Zeugen des metasomatischen Verdrängungsprozesses unter dem Mikroskop im Dünnschliffe zwischen gekreuzten Nicols hervor, wenn sie auch oft nur geringe Dimensionen aufweisen (Taf. 4 Fig. 3). Kleine, lappenförmige Sideritfetzen, die in einer feinkörnigen Quarzmasse eingebettet sind, stellen ebenfalls nur Überreste ursprünglich größerer einheitlicher Körner vor (Taf. 4 Fig. 4). Der Quarz ist also jünger als der Eisenspat.

Im Quarze fand ich als Einschlüsse dünne, lange Rutilnadeln. Die größeren Quarzkörner sind manchmal (Maria) von zahlreichen Sprüngen durchsetzt, löschen undulös aus und weisen in konv. polar. Lichte ein anormales Achsenbild auf; auch pflegen ihre Ränder dann zerquetscht zu sein; alles dies muß man dem Drucke, welchem die Gangmasse nach ihrer Entstehung ausgesetzt war, zuschreiben. Nebenbei erinnere ich daran, daß eben den zum Mariastollen führenden Querschlag ein Längsbruch durchquert.

Interessant ist ein grüengefärbter Gangquarz, wie er z. B. in den Stollen Langenberg, Unter-Cilli und Karoly vorkommt. Unter dem Mikroskope fand ich, daß er aus feinen Körneraggregaten zusammengesetzt ist, zwischen welche grünliche

Glimmerblätter eingestreut erscheinen. Der Glimmer weist keinen Pleochroismus auf und gibt in der Phosphorsalzperle eine deutliche Reaktion auf Chrom, gehört also dem Fuchsit an. Die grüne Färbung des Gangquarzes wird demnach durch Beimengung von Fuchsit bewirkt, welcher manchmal Erzkörner, wahrscheinlich Chromit einschließt. Zum ersten Male erwähnt diesen Glimmer der Dobschauer Gänge FOULLON (59), später auch VOIT (4).

Kupfererze. Unter ihnen herrscht Kupferkies und Fahlerz vor. Sie durchdringen den Siderit und Quarz und verdrängen sie metasomatisch zum Teile, so daß man unter dem Mikroskope stellenweise beobachten kann, wie sie in die genannten Gangmineralien einsetzen (Taf. 5 Fig. 1), ihre Risse ausfüllen oder als jüngere Bestandteile der Gangmasse ihre Überreste umschließen (Taf. 5 Fig. 2). Sie sind entweder sehr fein in einer quarzig-sideritischen bis ankeritischen (Marie) Gangmasse verteilt, oder treten auch in größeren Körnern bis Stücken auf. In der Gangmasse, die auf Eisenspat abgebaut wird, ist ihr fein verteiltes Vorkommen sehr wenig willkommen, da der Siderit hierdurch an Wert verliert. Die Kupfererze sind also jünger als der Siderit und Quarz.

Durch Oxydation des Chalkopyrits entsteht hauptsächlich Malachit und Azurit, so im Stollen Langenberg und Josephi; durch Zementationsmetasomatose Tetraedrit. Letztere Umwandlung beginnt an den Rändern oder längs Rissen des Chalkopyrits, so daß man mikroskopisch (Taf. 5 Fig. 2) und makroskopisch öfters einen Kupferkieskern oder zahlreiche Überreste desselben in der Tetraedritmasse eingelagert findet. Der Chalkopyrit ist meiner Anschauung nach auf unseren Gängen das hauptsächlichste primäre Kupfererz; er entstand also nicht etwa durch Zementationsmetasomatose aus Cu-haltigem Pyrit. Dies hat vom praktischen Standpunkte aus eine große Bedeutung, da man demnach erwarten kann, daß dieses Erz in größeren Tiefen anhält, ohne daß es etwa in der primären Zone von Pyrit vertreten würde.

Kobalt-Nickelerze. Es herrschen Smaltin und Chloanthit vor; außerdem führt VOIT (4) Kobaltin, Weißnickelkies und Rotnickelkies an. Durch Oxydation dieser Erze entsteht insbesondere an Spaltrissen Kobalt- und Nickelblüte. Die Erze sind entweder in der Gangmasse fein verteilt oder sie kommen auch stückweise vor (Marie). An Probestücken, die aus der breccienartigen Gangmasse des Mariestollens stammen, konnte ich mikroskopisch feststellen, daß die Co-Ni-Erze zahlreiche Reste von Chalkopyrit einschließen.

Ich schließe daraus, daß erstere nicht gleichaltrig sind mit den Cu-Erzen, wie bisher angeführt wurde, sondern daß sie vielmehr einer selbständigen, und zwar jüngsten Gangformation angehören. In der Regel ist der Gehalt an Ni höher als an Co. Die Co-Ni-Erze nehmen nach der Tiefe an Menge in der Regel zu und pflegen von schwarzen, schieferigen Lettenbestegen begleitet zu sein; sie kommen bei uns nur im Gugler Revier vor.

Der Baryt ist rosafarben oder weiß; ich fand ihn in den Stollen Ober-Jóremény und Langenberg. Zwischen gekreuzten Nicols unterscheidet er sich deutlich von Siderit durch höhere Interferenzfarben und normal aufeinander stehende Spaltrisse. Der Baryt dringt auch in den Rand oder die Mitte der Sideritindividuen unregelmäßig ein (Taf. 5 Fig. 3); sonst umschließt er auch deutliche Eisenspatreste und ist demnach sicher jünger als dieser.

Turmalin kommt entweder in sehr dünnen, dicht aggregierten Krystallen vor und bildet dann dunkle Partien in der Gangmasse oder auf Spalten des Siderits, wie z. B. im Stollen Unter-Jóremény, oder die Krystalle sind vereinzelt zwischen den übrigen Bestandteilen zerstreut, oder sie bilden auch die als Turmalinsonnen bekannten Aggregate. Manchmal kann man bereits makroskopisch beobachten, wie die Turmalinkrystalle in die Sideritsubstanz hineinragen; in Dünnschliffen fanden sich öfters in der Mitte der Turmalinkrystalle Sideritkörner. Sicherlich ist der Turmalin jünger als der

Eisenspat. Mit ihm vergesellschaftet tritt am häufigsten Quarz auf, so daß man stellenweise den Eindruck hat, als ob beide Mineralien gleichalterig wären. An vielen anderen Stellen kann man jedoch beobachten, daß der Quarz in die unregelmäßigen Randpartien der Turmaline hineinragt und Risse in denselben ausfüllt; es ist also der größere Teil des Turmalins älter als der Quarz. Auf Tafel 5, Fig. 1 sieht man links oben, wie die Tetraedritsubstanz in den älteren Turmalin eindringt (siehe Erklärung zu Taf. 5).

Auf den Gängen in der Nachbarschaft unseres Gebietes soll der Turmalin nach SCHAFARZIK (10) älter als der Siderit und Quarz, nach VOIT (4) jünger als Quarz und Calcit, nach BARTELS (5) gleichzeitig mit dem Quarze älter als die übrigen Gangmineralien sein. Es wäre sehr auffallend, daß das Alter des Turmalins auf diesen Gängen ein anderes als bei den unserigen sein sollte! Entschieden ist aber das Turmalinvorkommen auf Eisenspat und Kupfererze führenden Gängen eine ziemliche Seltenheit und beachtenswert auch deshalb, weil es auf die wahrscheinliche Existenz von pneumatolytischen Prozessen neben den hydatogenen zur Zeit der Entstehung unserer Gänge hinweist.

Pyrit ist teilweise gleichaltrig mit dem Siderit und pflegt in Hexaederkrystallen eingesprengt zu sein. Teilweise ist er jedoch sicher jünger als der Eisenspat, da er den Baryt durchsetzt und die Grenze zwischen Siderit und Baryt umrandet (Taf. 5 Fig. 3). Arsenopyrit kommt in Krystallen auf den Gängen des Gugler Reviers vor, insbesondere jedoch nur in größeren Teufen; er ist jünger als Siderit und Quarz. In ähnlicher Weise der Löllingit, welcher auch auf den Dobschauer Gängen häufig auftritt; von dorther führt NIEDZWIEDZKI (60) seine Analysen folgendermaßen an: S 0,81 v. H., Fe 28,21 v. H., As 70,11 v. H., Bi Spuren.

In der Gangmasse wurden weiter untergeordnet Rutilnadeln, Titanitkörner und -krystalle insbesondere in Vergesellschaftung mit Quarz aufgefunden. Auf Spalten sind öfters

Krystalle von Calcit und Dolomit ausgeschieden. Muscovit kommt spärlich, Chlorit oft in bedeutenderer Menge vor. In der Gangmasse des Paulistollens fand ich sphärolithische Aggregate eines feinfaserigen, im Siderit eingeschlossenen Chlorits.

Bruchstücke des Nebengesteins kommen in der Gangmasse unserer Gänge ziemlich spärlich vor; ich fand solche von Grauwacken und Konglomeraten verschiedentlich in der Nähe der Salbänder des Philippiganges im Königsberger Reviere.

Die paragenetischen Verhältnisse der Gangmineralien auf den Gängen des Zips-Gömörer Erzgebirges, speziell im Dobschauer Gebiete, wurden bisher — soweit mir bekannt ist — sehr wenig berührt, obwohl ihre Erkenntnis für die Beurteilung der Gänge auch in praktischer Hinsicht überaus wichtig ist. Nach ANDRIAN (61) konnte man die Sukzession für die Entstehung der einzelnen Gangmineralien noch nicht feststellen, VOIT (4) behandelt nicht näher die Paragenesis auf den Dobschauer Erzgängen. BARTELS (5) meint, daß man auf den turmalinführenden Sideritgängen in der Zips zwei zeitlich voneinander getrennte Mineralgenerationen unterscheiden kann; zur älteren zählt er den Quarz und Turmalin, zur jüngeren die übrigen Gangmineralien. Es ist sehr auffallend, daß auf unseren Gängen, wie aus den obigen Ausführungen erhellt, die Altersverhältnisse völlig andere sind. Nach AHLBURG (71) sind die Ni-, Co- und Cu-Erze jünger als der Spat, der Turmalin älter als die Ni-Co-Erze.

Die paragenetischen Verhältnisse unserer wichtigsten Gangmineralien sind also folgende: Zunächst wurde die Gangspalte mit Siderit ausgefüllt, hierauf stiegen aus der Tiefe Thermalwässer empor, aus welchen der den Siderit teilweise oder vollständig metasomatisch verdrängende Quarz ausgeschieden wurde. Noch etwas früher oder teilweise wohl auch gleichzeitig entstand der Turmalin, der auf die Anwesenheit von pneumatolithischen Prozessen, auf das Empordringen borhaltiger Fumarolen hinzuweisen scheint. Später gelangten dann in die

bisher quarzig-sideritische Gangmasse auf hydrothermale Wege die Kupfererze, insbesondere der Chalkopyrit, welcher metasomatisch einen Teil des Siderits und des Quarzes verdrängte. Am jüngsten sind schließlich die Kobalt- und Nickel-erze, welche stellenweise sämtliche älteren genannten Mineralien umschließen. Die Mineralzusammensetzung der Gangmasse wurde also stufenweise verändert durch primäre innere Gangmetasomatose, während durch sekundäre Zementationsgangmetasomatose (vergl. KRUSCH, 62, 63) aus primärem Chalkopyrit an Cu reichere Erze, hauptsächlich Tetraedrit, entstanden. Über das Alter des Pyrits, Arsenopyrits und Baryts wurde bereits früher gesprochen. Es entstanden also die beschriebenen Gänge, deren Gangmasse heute eine so bunte Zusammensetzung aufweist, aus ursprünglich fast rein sideritischen Gängen.

Auf unseren Gängen kann man auch primäre und sekundäre Teufenunterschiede beobachten. Erstere erscheinen als eine in die Tiefe sich ändernde Verteilung der Erze; es nehmen nämlich — wie bereits früher angeführt wurde — in tieferen Horizonten die Co-, Ni- und As-Erze an Menge zu (Unter-Jóremény, Josephi, Pauli), ohne daß sie vielleicht in geringeren Teufen vollständig fehlen würden (Maria).

Zu den sekundären Teufenunterschieden gehört das Vorkommen von Limonit (eiserner Hut) am Ausgehenden der Gänge, den man insbesondere in älteren Zeiten bequem abbaute, wofür die zahlreichen Pingenzüge an der Oberfläche der Gugl, des Königsberges und Vogelsberges sprechen. Weiter gehört hierher das Auftreten der Cu-Oxyde und Cu-Carbonate usw., kurz die Entstehung der Tiefenzonen, deren Reichtum an Cu sehr verschieden ist. Durch den Einfluß der Atmosphären, hauptsächlich der Oberflächenwässer, wurden die Gangmassen in der Nähe der Oberfläche zersetzt und insbesondere die leichter als Fe löslichen schweren Metalle in größere Tiefen geführt. An der Oberfläche und etwas unterhalb derselben entstanden dann einerseits durch Oxydation des Fe sekundäre Eisenerze, hauptsächlich Limonit und der eiserne Hut, an-

dererseits durch den Einfluß des CO_2 Malachit und Azurit (Oxydationszone). In größeren Tiefen wurden dann durch Reduktion der Schwermetalllösungen an Cu reiche Erze angesammelt, so ein reichhaltig Cu-führender Kupferkies, oder es wurde der primäre Chalkopyrit metasomatisch in ein an Cu reicheres Fahlerz umgewandelt (Zementationszone). In dieser Zone ist also ein großer Teil des Kupfers enthalten, das ursprünglich der Oxydationszone angehört hatte. Die heutige Erzgewinnung bewegt sich in der Oxydations- und hauptsächlich in der Zementationszone, unter welcher also die unveränderte primäre Zone liegt. Da man nach dem Auftreten und der mikroskopischen Struktur des Kupferkieses mit Recht schließen darf, daß dieser nicht etwa ein aus Cu-haltigem Pyrit entstandenes Zementationserz vorstellt, läßt sich erwarten, daß selbst in noch größeren Tiefen unterhalb der Zementationszone — sofern der Gang allerdings nicht verstaubt — Chalkopyrit als wahrscheinlich einträgliches Kupfererz anwesend sein wird (vergl. auch KRUSCH, 62 u. 63).

III. Der Einfluß der Gänge auf die Nachbargesteine.

Der Einfluß, den die Gänge auf die Nebengesteine ausüben, äußert sich in ihrer schwächeren oder stärkeren Umwandlung, ihrer Infiltration mit Gangmineralien und in der Entstehung von Lettenbestegen. An zahlreichen Stellen, insbesondere des Langenbergstollens, beobachtete ich den mikroskopischen Bestand des Gabbros aus, der nächsten Nachbarschaft des Erzganges und fand folgende Zusammensetzung. Die Feldspäte gehören fast ausschließlich dem Albit an und sind öfters zwillingslamelliert; sie pflegen vollständig in Zoisit und Epidot, also eine saussuritische Substanz, oder parallel zur Zwillingsverwachsung in Muscovit umgewandelt zu sein. Sie ragen manchmal in den grünen, stark korrodierten Amphibol hinein; daneben kommt auch faseriger und fast farbloser, tremolitartiger Amphibol vor. Die Amphibole pflegen in Chlorit umgewandelt zu sein; letzterer ist im Gestein stark vertreten. In

der Nähe der Erzgänge ist der Gabbro quarzreich und außerdem auch noch mit Chalkopyrit, Pyrit, Siderit, Calcit und anderen Carbonaten imprägniert. Selbst ein Teil der zahlreichen Titanerze dürfte in der Nachbarschaft der Gänge auf ähnliche Weise in den Gabbro gelangt sein; denn die große Menge des Leukoxens, in dem bisweilen noch ein Titanitkern erhalten blieb, ist auffallend.

In tieferen Horizonten treten im Gugler Revier an den Salbändern der Gänge schwarze schieferige Lettenbestege mit zahlreichen Harnisch- und Spiegelflächen auf. Sie bestehen hauptsächlich aus umgewandelten Feldspäten, Quarz, Chlorit und reichlichem Pyrit, aus dem öfters Hämatit hervorgegangen ist; außerdem enthalten sie zahlreiche Carbonate, Rutil und ein fein verteiltes schwarzes Pigment (amorpher Kohlenstoff?).

Nach der Erfahrung der Bergleute kommen in der Nähe dieser Lettenbestege die reichsten Co- und Ni-Erze vor. Ähnliche treten auch in der Nähe des Salbandes der Siegerländer Gänge auf; die schwarze Färbung stammt dort nach BORNHARDT (58) von amorphem Kohlenstoff her.

In ganz anderer Weise gibt sich der Einfluß der Gänge auf die Nachbargesteine, hauptsächlich Konglomerate, Grauwacken und Porphyroide im Königsberger und Vogelsberger Revier kund. Überall wird hier eine offenbare Sericitisierung bewirkt, und es entstehen hierdurch Gesteine, die früher für Talkschiefer angesehen wurden, obwohl sie ihr Aussehen nicht dem Talk, sondern dem Sericit verdanken, wie man sich in Dünnschliffen leicht überzeugen kann. Auf die Beziehung ähnlicher Gesteine zu Erzlagerstätten wies insbesondere GRODDECK (64) hin; sie pflegen in verschiedenen Gegenden verschiedenartig benannt zu sein. Hierher gehören z. B. die weißen Schiefer der Lagerstätten zu Agordo, das weiße Gebirge zu Holzappel usw. Die grauwackenartigen Gesteine des Philippistollens sind im Liegenden des Ganges oft verbleicht und in eine tonige Substanz umgewandelt. Die Porphyroide sind in der Nähe der Gänge häufig ganz dicht, von grünlicher

Farbe oder völlig bleich, offenbar durch Einwirkung der bei der Zersetzung von Sulfiden entstandenen Schwefelsäure. Sie bestehen aus Sericitbändern, zwischen welchen Körner oder Streifen von Quarz oder Carbonaten eingelagert sind (Taf. 5 Fig. 4); auch Pyritkrystalle sind recht häufig. An anderen Stellen ist der Porphyroid völlig geschiefert und gewinnt das Aussehen eines schwarzen, glänzenden, phyllitartigen Schiefers.

In allen Fällen sind unsere, den Gängen benachbarten Gesteine mit verschiedenen Gangmineralien imprägniert. Insbesondere dringen die Kupfererze tief in das Hangend- und Liegendgebirge ein und suchen mit Vorliebe, hauptsächlich im Königsberger und Vogelsberger Reviere, die Nähe der Gangsalbänder auf. Auch eine Imprägnation mit Carbonaten, vornehmlich Siderit (Taf. 5 Fig. 4) und Calcit, und mit Quarz kann man überall in den Gesteinen nahe an Gängen beobachten. Ich zweifle schließlich nicht daran, daß auch den wahrscheinlich hier auftretenden pneumatolytischen Prozessen, auf welche das Turmalinvorkommen in der Gangmasse sowie im Nachbargesteine hinweist, ein Einfluß auf die Gesteinsumwandlung zuzuschreiben ist.

IV. Die Mächtigkeit der Gänge, ihr Verhalten im Streichen und Fallen.

Die größte Mächtigkeit, stellenweise bis 25 m, weist der Philippigang auf dem Königsberge auf (Taf. 3 Fig. 3); er streicht an der Grenze zwischen Porphyroid- und Konglomeratzone. Der Hauptgang, welcher auf dem Vogelsberge abgebaut wird, ist bei weitem weniger mächtig. Die in der Konglomeratzone und im Gabbro gelegenen Gänge weisen gewöhnlich eine Mächtigkeit von einigen Dezimetern bis 2 m auf. Entschieden sind aber im ganzen die »Erzgänge« weniger mächtig als die »Sideritgänge«. Die Mächtigkeit der Gänge unterliegt jedoch im Streichen und Fallen zahlreichen Veränderungen; entweder nähern sich die beiden Salbänder des Ganges einander, oder tritt eines von ihnen in die Gangspalte ein, oder bewirkten

spätere Bewegungen der einzelnen, durch Dislokationen voneinander getrennten Gangteile eine plötzlich auftretende größere oder geringere Mächtigkeit.

Das Streichen unserer Gänge ist ziemlich unbeständig (siehe Taf. 3); größtenteils hat es eine O-W- (Cilli, Karoly, teilweise Unter-Jóremény) oder eine SW-NO-Richtung (Philippi, Langenberg, Josephi, Pauli). Es kommt aber auch die Streichrichtung WNW-OSO vor (Unter-Cilli, teilweise Ober- und Unter-Jóremény).

Stellenweise kommen im Gugler Erzreviere auch kürzere Gangausfüllungen in N-S streichenden Gangspalten vor. Außerdem findet man S-förmige Verkrümmungen (Josephi, Pauli, Unter-Jóremény). Die Gänge sind gewöhnlich im Streichen nicht einheitlicher Natur; während ein Gangteil fast ausschließlich Siderit führt, herrscht in dem im O oder W sich anschließenden Teile eine quarzige Gangmasse mit Kupfererzen (z. B. Langenberg) vor. Ein taubes Gangstück ist im Streichen einem erzführenden benachbart. Ähnliche auffallende Unterschiede in der Zusammensetzung der Gangmasse findet man am häufigsten zu beiden Seiten der zahlreichen, die Gänge durchsetzenden Dislokationen. Auch die Mächtigkeit ist in der Streichrichtung oft verschieden groß.

Mit ihrem Hangenden und Liegenden sind die Gänge entweder innig verwachsen (Maria, Langenberg), oder sie werden an den Salbändern von Lettenbestegen begleitet (Philippi). Am Königsberge hat es den Anschein, als ob sie konkordant an der Grenze zweier stratigraphisch verschiedener Zonen liegen, während sie am Vogelsberge öfters die Nachbargesteine unter spitzem Winkel zu durchsetzen scheinen. Wegen der scheinbaren Konkordanz mit den Nachbargesteinen wurden unsere Gänge früher öfters als Lager aufgefaßt, wogegen aber Nebengesteinsbruchstücke in der Gangmasse, ein stellenweise widersinniges oder sonst abweichendes Einfallen, die Anwesenheit von Lettenbestegen usw. sprechen.

Im Streichen brechen die Gänge entweder an Dislokationen plötzlich ab oder die Gangspalte zerplittert sich beim Übergange in ein neues Gestein. So treten z. B. im Gugler Reviere die Erzgänge niemals aus dem Gabbro in die »Grünschiefer«, wenigstens in voller Mächtigkeit, ein, sondern zersplittern sich an der Grenze oder spitzen sich aus. Dies beobachtete bereits auch schon COTTA (65) bei den Zemberger Gängen und FALLER (33).

Der durchschnittliche Fallwinkel unserer Gänge beträgt etwa 55° , mitunter ist er aber auch viel größer (bis 70°) oder bedeutend kleiner (etwa 35°). Bei ein und demselben Gange schwankt oft der Fallwinkel mit der Tiefe in ziemlich bedeutendem Ausmaße, insbesondere im Gugler Reviere. So beträgt er bei den Zemberger Gängen nach ANDRIAN (32) oben etwa $60-70^{\circ}$, in der Tiefe nur 30° .

Sehr oft wird in der Literatur, welche die Dobschauer und unsere Gänge behandelt, ein fächerförmiges Zersplittern derselben nahe der Erdoberfläche erwähnt. Meiner Ansicht nach verhält sich der Sachverhalt folgendermaßen: An der Oberfläche des Gugler Reviers, zu welchem ich auch den Langenberg und Zemberg rechne, kann man zahlreiche, in einigen (4—6) parallelen Zügen streichende Pingen beobachten, die auf eine gleiche Anzahl von Gangausbissen schließen lassen; dagegen wurden in den Stollen hauptsächlich nur ein oder zwei Gänge verfolgt. Hierdurch entstand wohl die Vorstellung, daß letztere nahe an der Erdoberfläche fächerförmig auseinandertreten. Berücksichtigen wir jedoch den Umstand, daß längere Querschläge im Gabbromassive in der Regel mehrere Gänge durchqueren (z. B. der Querschlag des Langenberg- und Mariastollens), daß außerdem der Gabbro an den maßgebenden Stellen bis jetzt noch nicht durch Querschläge sorgfältig genug durchsucht ist, um sagen zu können, wieviel parallel streichende Gänge in der Tiefe auftreten, dann scheint es mir viel wahrscheinlicher zu sein, daß infolge der unvollständigen und

schwierigen Durchforschung in der Tiefe bisher eben noch nicht die Fortsetzung aller, an der Oberfläche durch Pingenzüge angedeuteten selbständigen Gänge aufgefunden wurde.

Die Schleppung der Gugler Gänge, die sich besonders in tieferen Horizonten bemerkbar macht, scheint mir mit der Überschiebung des Gabbros über die nördlich gelegene Diabas- und Chloritschieferzone, deren Gesteine längs einer offenbaren Dislokationsfläche unter den Gabbro einfallen, zusammenzuhängen.

Der Wechsel in der mineralischen Zusammensetzung der Gangmasse im Fallen wurde bereits im Abschnitte »primäre und sekundäre Teufenunterschiede« behandelt.

V. Beziehung der Gänge zur Gebirgsfaltung; die Dislokationen, Entstehung und Alter der Gänge.

In den Arbeiten über die Erzgänge des Zips-Gömörer Erzgebirges werden diese gewöhnlich für jünger gehalten als die variscische Faltung.

Ehe wir auf diesen Standpunkt näher eingehen, möge erwogen werden, in welcher Weise überhaupt eine Faltung die wie feste Platten zwischen die anderen Gebirgsglieder eingelagerten Gänge beeinflusst. REYER (66) deutet in seiner Theoretischen Geologie den Einfluß gebirgsbildender Kräfte auf Eruptivgesteinsgänge in der Weise, daß letztere zwar nicht so wie das umliegende Gebirge gefaltet werden müssen, jedoch durch Spalten in Stücke zerlegt werden. Diese Ansicht wird man wohl auch auf Erzgänge übertragen können (AHLBURG 71), obwohl namentlich auch in letzterer Zeit direkte Faltungen von Erzgängen wie auch von Eruptivgesteinsgängen beobachtet wurden; jedenfalls scheint aber eine solche Faltung der Gänge nicht unbedingt nötig zu sein. Ich kenne z. B. vollständig mitgefaltete Diabaslagergänge aus dem mittelböhmischen Silurgebiete. DENCKMANN meint, daß ein von zahlreichen Erzgängen durchsetztes Gebiet, wie z. B. das Siegerland, durch letztere vor einer intensiven Faltung gleichsam bewahrt wird. BORNHARDT (58) ist der Ansicht, daß die Gangspalten nicht

während, sondern nach der Faltung entstehen, zumal bei der Faltung ein Zusammendrängen der Gesteine erfolgt, während die Entstehung von Spalten durch eine Lockerung und Auseinandertreten des Gebirges bedingt wird. Erwägen wir jedoch, daß bei der Entstehung der Gebirge, bei der Wirkung der faltenden orogenetischen Kräfte ein Zusammenrücken der Gesteine auf der einen Seite mit einem Auseinandertreten, einer Lockerung derselben andererseits in Korrelation steht, dann erscheint es möglich, daß in beiden oben erwähnten Fällen an Stellen geringerer Kohäsion Dislokationen in Form von Spalten entstehen können.

Die Spalten, welche unsere Gänge durchsetzen, sind wesentlich von zweierlei Art. Die einen bewirkten Horizontalverschiebungen und entsprechen etwa den »Geschieben« der deutschen Bergleute, den »Blättern« im Sinne von SUESS. Ich habe sie bei allen unseren Gängen beobachtet und sie treten am häufigsten auf (siehe Taf. 3 Fig. 1 u. 2). Bei bedeutenderen Verschiebungen pflegt der östlich von der Spalte gelegene Teil gegen N verschoben zu sein, worauf man insbesondere bei künftigen Ausrichtungen achten möge. Die erwähnten Dislokationen durchsetzen den Gang entweder unter einem schiefen Winkel oder stehen auf ihm senkrecht; seltener streichen sie fast parallel zum Gange, an die »Deckelklüfte« der deutschen Bergleute erinnernd.

Längs anderer Bruchspalten wurde das Hangende entweder emporgehoben oder es sank in die Tiefe; es entstanden Überschiebungen oder Verwerfungen. Die Sprunghöhe pflegt gering zu sein, dürfte jedoch in manchen Fällen auch ein ziemliches Ausmaß erreichen, worauf ich aus dem Umstande schließe, daß die Mächtigkeit des Ganges zu beiden Seiten einer solchen Dislokation oft sehr verschieden ist. Es liegen also manchmal in einem Horizonte durch eine Dislokation getrennte Gangstücke nebeneinander, deren ursprüngliche Fortsetzung im Streichen in größerer Tiefe oder Höhe zu suchen ist. Dieser Umstand muß auch bei der praktischen Be-

wertung und Ausrichtung dieser Gänge beachtet werden. Schöne Beispiele für solche Klüfte finden wir insbesondere am Philippigange auf dem Königsberge, wo zu einer Seite der Dislokation der Gang über 20 m mächtig ist, während er auf der anderen Seite kaum eine Mächtigkeit von 1 m erreicht (Taf. 3 Fig. 3). Die eben erwähnten Bruchspalten halte ich für älter als die großen Dislokationen, welche die Tektonik und Morphologie unseres Gebietes bedingen.

Die Feststellung des Alters unserer Gänge ist ein ziemlich schwieriges Problem, da die stratigraphischen Verhältnisse hier noch nicht ganz klar sind. Außerdem muß man sich bewußt sein, daß man, falls vom Alter dieser Gänge gesprochen wird, eigentlich in erster Reihe die älteste der oben genannten Gangformationen, nämlich die Sideritausfüllung, im Sinne hat; die übrigen können ja bedeutend jünger sein. Hauptsächlich handelt es sich wohl darum, ob die Gänge älter oder jünger als die variscische Faltung sind. UHLIG (1) bringt die Gänge des Zips-Gömörer Comitates in Verbindung mit basischen Intrusionen, welche er für jünger als carbonisch, jedoch älter als triadisch hält. VOIT (4) meint, daß der Siderit die variscische Faltungsperiode nicht mitmachte, da er dynamischen Einflüssen wenig standhält und wohl in Magnetit umgewandelt worden wäre. Die Gangspalten konnten nach ihm erst entstehen, als bereits ein Teil des »Diorits« an der Oberfläche in Grünschiefer umgewandelt war; sonst könnte man nicht erklären, warum die Spalten nicht in diese Schiefer eingedrungen sind. SCHAFARZIK (10) hält die Erzgänge des ungarischen Erzgebirges für jünger als die carbonische Faltung und weist darauf hin, daß sie abgesehen von lokalen unbedeutenden Dislokationen wenig gestört sind. Er schließt daraus, daß nach der Bildung der Erzlagerstätten das Zips-Gömörer Erzgebirge keinen bedeutenden orogenetischen Bewegungen mehr ausgesetzt war, da auch die Siderite, Turmaline usw. dann zertrümmert sein müßten. BÖCKH (67) beschreibt in seiner schönen Arbeit über den Varhegy Erzgänge auch aus Schich-

ten, welche er den Lagerungsverhältnissen nach für permisch triadisch erachtet und bringt ihre Genesis in Verbindung mit der wahrscheinlich postpermischen Granitintrusion. Er wies auch zum ersten Male eingehender auf die Ähnlichkeit mit den ostalpinen Lagerstätten hin. Nach BARTELS (5) sind die Gänge der Zips postcarbonischen Alters, da der Siderit wohl in Magnetit umgewandelt sein sollte, falls sie großen tektonischen Störungen unterworfen gewesen wären. AHLBURG (71) hält richtig den Dobschauer Spat für älter als Obercarbon.

Ich teile nicht die Ansicht über das postcarbonische Alter unserer Gänge aus folgenden Gründen. Die basischen, von UHLIG angeführten Gesteine — falls er hiermit das Gabbromassiv meinte — gehören meiner Ansicht nach, wie ich früher anführte, ins ältere Carbon. Es ist weiterhin nicht erwiesen, daß der Siderit bei orogenetischen Bewegungen in Magnetit umgewandelt werden müßte, wie VOIT und BARTELS anführen. Das Verhalten der Gangspalten an der Grenze von Gabbro und »Grünschiefer« halte ich auch bei der Annahme eines vorcarbonischen oder carbonischen Alters der Gänge für ganz gut erklärbar; sie zersplittern eben an der Grenze von Gabbro und Gesteinen, die eine ganz andere Beschaffenheit, insbesondere Plastizität aufweisen. Außerdem haben meiner Ansicht nach diese »Grünschiefer« nichts Gemeinsames mit dem Gabbro, sondern stellen einen vollständig selbständigen stratigraphischen Horizont vor. Was die Dislokationen auf unseren Erzgängen anbelangt, so ist ja ihre Anzahl, wie aus Tafel 3 ersichtlich ist, recht bedeutend. Starke tektonische Bewegungen, die in unserem Gebiete nach der Entstehung der Sideritgänge stattfanden, bezeugen auch die undulöse Auslöschung und Zertrümmerung der Quarze, teilweise auch der Siderite, die Zerbrechung der Turmaline, die stellenweise ausgebildete breccienartige Struktur der Gangmasse usw. Falls die Schichten, in welchen auf dem Vashegy und seiner Umgebung Erzgänge auftreten, also permisch und triadisch sind, dann könnte oder müßte man eben im ungarischen Erzgebirge Erzgänge von zweierlei Alter annehmen.

Ich füge noch einige meiner Beobachtungen hinzu, die ich an unseren Gängen machte, und welche insbesondere ihr Alter sowie das der sie durchsetzenden Dislokationen betreffen. Die überaus zahlreichen Störungen unserer Gänge weisen auf ihr hohes Alter hin. Bedeutendere Dislokationen pflegen von Lettenbestegen begleitet zu sein, untergeordnete Störungen oft von Harnischen und Spiegelflächen. Erstere kann man gut am Philippigange, letztere insbesondere an den Gängen des Gugler Reviers verfolgen, obwohl ich auch im Hangenden jenes gepreßte Porphyroide mit Spiegelflächen fand. Die S-förmige Krümmung der Gänge schreibe ich dem ursprünglichen Verlaufe der Gangspalten zu und halte sie nicht etwa für eine Folge der Faltung. Die Gänge sind entschieden jünger als der Gabbro, die Konglomerat- und Porphyroidzone, deren Gesteine mit Siderit und Kupfererzen imprägniert sind.

Wenn wir das Streichen unserer Gänge auf der beige-fügten Tafel 3 überblicken, so sehen wir, daß in allen Erzrevieren die Streichrichtung O-W vorherrscht. Auffallend ist insbesondere, daß die Gänge des Gugler Reviers im ganzen dasselbe Streichen haben, wie jene der anderen Reviere, da in ersterem die Entstehung der Gangspalten auf Kontraktion des erstarrenden Gabbromagmas zurückgeführt wird. Ich glaube, es wäre hier unter normalen Umständen eher zu erwarten, daß durch die Kontraktion Spalten von verschiedener Streichrichtung entstanden sind. Dieses vielfach regelmäßige Streichen der Gangspalten einerseits auf der Gugl, andererseits in den zwei anderen Erzrevieren erkläre ich mir dadurch, daß die Spalten gleichzeitig im Untercarbon unter dem Einflusse der beginnenden, erst später intensiv einsetzenden Faltung entstanden. Noch im Untercarbon fand meiner Auffassung nach auch die Spaltenausfüllung mit der ältesten Gangformation, nämlich dem Siderit, statt, welche ich in genetische Beziehung zu Thermalwässern bringen möchte, die aus der wahrscheinlich im ältesten Untercarbon entstandenen und langsam sich abkühlenden Gabbrointrusion emporstiegen.

Manche Gänge des Gugler Reviers (z. B. Langenberg) pflügen von jüngeren nordsüdlichen Klüften durchsetzt und verschoben zu werden; letztere führen in der Nähe des Gangkreuzes oft insbesondere Quarz und Kupfer- bzw. Kobalt-Nickelerze.

An solchen Stellen wurde manchmal nicht der Hauptgang, sondern der Quergang verfolgt, wohl in der Meinung, daß ersterer einen Haken wirft. In der Regel dauerte jedoch die Gangmasse in der Querkluft nicht lange an, so daß man hier nach wiederum die Fortsetzung des Hauptganges aufsuchte. So kommt es, daß z. B. der den Hauptgang verfolgende Langenbergstollen zickzackförmig verläuft.

Die erwähnten Querklüfte sowie die übrigen Dislokationen unserer Gänge überhaupt halte ich für jünger als die Spateisensteinformation. Wir beobachten hingegen namentlich im Gugler Erzrevier, daß die Lösungen der Kupfer-, Kobalt- und Nickelerze durch manche Dislokationen bei ihrer Zirkulation aufgehalten oder abgelenkt wurden, so daß eine an den genannten Erzen reiche Gangmasse einen erzarmen oder völlig tauben Gangteil neben einer Klufft zur Nachbarschaft hat. Anderswo sind wiederum die Cu-, Co-, Ni-Erze eben an der Kreuzungsstelle der Gangspalte mit einer Querklufft angereichert. Entschieden hatte ein großer Teil der Querklüfte, welche unsere Gänge durchsetzen, einen bedeutenden Einfluß auf die Regulierung der Bewegung der erzbringenden Thermalwässer und ist also älter als die genannten Erze. Meiner Ansicht nach könnte die Sideritausfüllung der Gangspalten noch im Untercarbon entstanden sein, während die zahlreichen Dislokationen der Gänge der Zeit der intensiv wirkenden orogenetischen Kräfte der carbonischen Hauptfaltung ihren Ursprung verdanken würden.

Die Frage über den Ursprung der Erzgänge des Zips-Gömörer Erzgebirges wurde bisher verschiedentlich beantwortet. UHLIG (1) bringt sie mit basischen Intrusionen, VOIT (4) mit dem Diorit in genetische Verbindung; SCHAFARZIK (10) ist

der Ansicht, daß die Quelle des Erzreichtums im ungarischen Erzgebirge in postvulkanischen Prozessen, welche der Eruption der Quarzporphyre folgten, zu suchen ist. BARTELS (5) setzt einen Zusammenhang zwischen dem »Dioritmagma« und den Erzgängen voraus; in dem erstarrenden Magma entstanden Kontraktionsspalten, welche zur Zeit der beginnenden Gebirgsfaltung tief in die Sedimente eindringen. Die Gänge sind nach diesem Autor auf das Dioritmassiv und dessen Grenze mit den Sedimenten beschränkt. BÖCKH (3) spricht in seinen »Beiträgen zur Gliederung der Ablagerungen des Szepes-Gömörer Erzgebirges« die Ansicht aus, daß die Erzgänge einerseits mit basischen Gesteinen, andererseits mit der Granitintrusion zusammenhängen. Die Gänge des Vashegy und dessen Umgebung bringt er in genetische Verbindung mit der wahrscheinlich postpermischen Granitintrusion. Zu einem ähnlichen Schlusse gelangte auch BAUMGÄRTEL (68) über die Gänge des ungarischen Erzgebirges überhaupt. Neuestens vergleicht REDLICH (69) die Dobschauer Erzlagerstätten mit manchen ostalpinen Lagerstätten, wie es früher bereits durch BÖCKH (67) geschah, und führt geradezu als Analogon der Dobschauer Gänge die Siderit-Chalkopyritgänge von Payerbach-Reichenau in Niederösterreich, von Altenberg in Steiermark, Mitterberg in Salzburg und ähnliche an. Nach REDLICH kann man die Quarzporphyrdecken von Tirol nach Niederösterreich, von hier über die kleinen Karpathen bis nach Nordungarn verfolgen. Die Erzgänge sollen mit den wahrscheinlich permischen Quarzporphyreruptionen zusammenhängen. Letztere Auffassung wurde bereits, was das Zips-Gömörer Erzgebirge anbelangt, von BÖCKH (70) widerlegt, der darauf hinwies, daß die Erzgänge auch in Gesteinen vorkommen, welche jünger als die Porphyre sind; er spricht sich auch gegen das permische derselben aus, da sie nirgends ins Obercarbon reichen und wahrscheinlich also zur Zeit der carbonischen Faltung empordrangen.

Auch in unserem Gebiete sind die Erzgänge sicher jünger

als die Porphyroide, welche ich für wahrscheinlich devonisch halte. Meiner Ansicht nach steht hier die Genesis der Sideritgänge in Verbindung mit der Intrusion des Gabbrobatholiten. Es ist jedoch ganz gut möglich, daß z. B. die pneumatolytischen Exhalationen, auf welche wohl der Turmalin zurückzuführen ist, oder die Thermalwässer, welche die Quarzformation brachten, mit der Granitintrusion zusammenhängen; eine ähnliche Ansicht wurde auch von AHLBURG (71) vertreten.

VI. Beschreibung der einzelnen Gänge.

1. Gugler Erzrevier.

Taf. 3, Fig. 1 und 2.

Der Langenbergstollen verfolgt insbesondere zwei Gänge, den »Nordgang« und »Hauptgang«. Namentlich letzterer ist in tieferen Horizonten durch die Stollen Josefi und Pauli aufgeschlossen. Der Jöreménygang wird hauptsächlich im Ober- und Unter-Jöreménystollen ausgebeutet; denselben Gang scheinen auch die Stollen Maria und Theresia auszubeuten.

Langenbergstollen (Taf. 3 Fig. 1).

a) Nordgang. Dieser enthält zunächst eine verwittrte Gangmasse, welche im Hangendteile sideritisch, im Liegendteile mehr quarzig ist und spärlich Cu-Erze führt. Hinter der ersten¹⁾ Kluft nimmt der Chalkopyrit und Tetraedrit an Menge zu; weiter bis zur sechsten Kluft ist der Gang sideritisch-quarzig mit ziemlich reichlichen Eisenerzen, die bisweilen sogar stückweise vorkommen. Stellenweise sind hier der Eisenspat in Limonit, die Cu-Erze in Malachit umgewandelt. Dann bricht die Erzführung ab und der Gang vertaubt, bis schließlich abermals eine feinkörnige, fast völlig quarzige Gangmasse mit fein verteilten Kupfererzen auftritt. Vor der achten Kluft kommt ein grüner Gangquarz vor, dessen Farbe, wie oben bereits erläutert wurde, von beigemengten Fuchsit-

¹⁾ Ich werde im Folgenden bei allen Gängen die Dislokationen der Reihe nach von W nach O beziffern.

blättchen herrührt. Hinter der vierten und vor der sechsten Kluft ist der Gang verdrückt und stellenweise taub, ähnlich auch zwischen der sechsten und siebenten, hinter dieser und zwischen der achten und neunten Kluft. Erst hinter dieser treten wiederum Cu-Erze in hauptsächlich quarziger Gangmasse auf. Der Querschlag, welcher vom östlichen Ende des Hauptgang verfolgenden Stollens gegen Norden getrieben ist, verquert östlich vom Nordgange eine quarzige Gangmasse mit wenig Eisenspatresten, aber stückweise eingesprengtem Chalkopyrit, Tetraedrit und Baryt. Die Mächtigkeit des Nordganges erreicht stellenweise bis $2\frac{1}{2}$ m; er ist jedoch zum Teil schon abgebaut.

b) Der Hauptgang ist zunächst quarzig und erzführend, stellenweise verdrückt, von der vierten bis zur siebenten Kluft fast ganz taub. Hierauf beginnen in quarziger Gangmasse Cu-Erze und in der Nähe der achten Kluft Co- und Ni-Erze aufzutreten, die sich auf Spalten und an der Oberfläche durch zahlreiche Cobalt- und Nickelblüte verraten. Dann ist der Gang wiederum verdrückt, erweitert sich jedoch bald und wird vor der nächsten Dislokation erzführend. Hinter der zehnten Kluft folgt eine quarzige Gangmasse mit stückweise eingesprengtem Tetraedrit, Chalkopyrit und Limonit nach Siderit; hinter einer weiteren Kluft verdrückt sich der Gang und scheint allmählich auszuweichen.

Die Mächtigkeit des Hauptganges beträgt höchstens 1 m, das Einfallen durchschnittlich 45° , stellenweise auch mehr. Zahlreiche N-S streichende Klüfte, welche den Haupt- und Nordgang stellenweise dislozieren, sind namentlich in der Nähe des Gangkreuzes erzführend. Durch Querschläge sind im Horizont des Langenbergstollens vier Gänge durchquert. Im Querschlage, welcher etwa von der Mitte des Nordganges gegen N getrieben würde, kann man auch deutlich die Grenze zwischen Gabbro und Chloritschiefer beobachten, die einer offenen Dislokationsfläche entspricht.

Der Josephistollen (Taf. 3 Fig. 1) liegt 31 m unter

dem Langenbergstollen. Die Gangmasse ist zuerst feinkörnig und sideritisch mit grob verteiltem Tetraedrit, verdrückt sich jedoch in der Nähe der ersten Kluft. Hierauf ist sie quarzig und führt fein verteilten, aber reichlichen Chalkopyrit und Tetraedrit. Der Gang ist dann bei der Umbiegungsstelle nach N etwas verdrückt, weiter nach O ist er größtenteils auf Co- und Ni-Erze in seinem Liegendteile abgebaut, während der sideritische Hangendteil meist stehen blieb. In diesem kommen fein verteilte Cu-Erze vor, neben denen auch Co-Ni-Erze und auf Spalten Azurite auftreten. In derselben Gangmasse fand ich auch stellenweise zahlreichen Turmalin. Eine ausgiebigere Erzführung beginnt wieder hinter der achten Kluft; obwohl der Gang hier nur eine geringe Mächtigkeit aufweist, führt er nebst Siderit und Quarz reichlich und grob eingesprengten Tetraedrit, dessen Kern noch öfters aus Chalkopyrit besteht und so einen makroskopischen Beleg für die Zementationsmetasomatose des Kupferkieses in Tetraedrit liefert. Der Siderit ist manchmal aus der Gangmasse völlig ausgelaugt.

Die Mächtigkeit des Ganges beträgt stellenweise über 1 m. In dem gegen N getriebenen Querschlage ist wohl die Fortsetzung des Langenberg-Nordganges in die Tiefe verquert und durch einen kurzen Stollen teilweise aufgeschlossen; ein großer Teil der an Cu-Erzen reichen Gangmasse ist hier noch nicht abgebaut.

Der Paulistollen (Taf. 3 Fig. 1) ist größeren Teils mit Holz verkleidet und der Gang im Liegendteile auf Co-Erze abgebaut. Der Stollen liegt 40 m unter dem vorher genannten. Auf Fig. 1 Taf. 3 ist nur ein geringer Teil des weit nach O und W reichenden Ganges verzeichnet. Im Hangendteile tritt zunächst eine quarzig-sideritische Gangmasse auf, dann verdrückt sich der Gang und vertaubt. Hinter der Umbiegung beginnt eine quarzige Chalkopyrit führende Gangmasse, die stellenweise Arsenopyrit und Löllingit, an Spalten auch Kobaltblüte aufweist. Hinter der ersten Kluft ist der Gang verdrückt, wird aber bald wieder erzführend, um hinter

der nächsten Kluft sich abermals zu verdrücken. Erst östlich von der dritten Kluft beginnt eine quarzige, stellenweise sideritische Gangmasse mit reichlichen Cu-Erzen, sowie Kobalt- und Nickelblüte; dieser Gangteil ist noch wenig abgebaut. Die Mächtigkeit beträgt in der Regel kaum $\frac{1}{2}$ m. Die den Gang durchsetzenden Klüfte konnten hier vielfach wegen Holzverbau nicht festgestellt werden.

Ober-Jóreménystollen (Taf. 3, Fig. 2). Der Gang ist bis zur zweiten Kluft völlig taub, stellenweise nur führt er fein verteilte und spärliche Erze. Hierauf folgt eine quarzig-sideritische (bezw. ankeritische) Gangmasse mit grober Einsprengung von Kupferkies und Fahlerz, neben welchen ich auch Kobaltblüte und Arsenopyrit vorfand. Der Erzreichtum ist am bedeutendsten in der Nähe der Dislokationen. Durch die fünfte Kluft, welche N-S streicht und teilweise Gangmasse führt, wird der Gang gegen N verschoben. Die reichliche Erzführung setzt nach O fort, wo sich neben Chalkopyrit, Tetraedrit, Siderit und Quarz auch Co-Ni-Erze und rosafarbener Schwerspat vorfinden. Durch die vorletzte Kluft wurde in die scheinbare östliche Fortsetzung des nach N verschobenen Ganges wohl ein Gangstück, das einem anderen Gänge angehört, gerückt; es ist heute bereits völlig abgebaut.

Der Gang ist größtenteils auf Co-Erze abgebaut, während die Cu-Erze führende Gangmasse oft stehen blieb. Er erreicht eine Mächtigkeit von stellenweise 1 m. An zwei Stellen hat es den Anschein, als ob der Gang abnormal nach N bzw. NO einfielen.

Der Unter-Jóreménystollen (Taf. 3 Fig. 2) liegt 25 m unter dem vorhergehenden und streicht zuerst nach NO, dann nach O, schließlich spaltet er sich in zwei Teile, von welchen ein Gang in NO- bis NNO-Richtung, ein zweiter in der Richtung OSO, später O bis NO verfolgt wird. Es liegt hier eine Scharung zweier Gänge oder eine Gabelung des Ganges vor. Im Stollen treten zuerst grob verteilte Cu-Erze

in einer sideritisch-quarzigen Gangmasse auf. Von der dritten Kluft an bis zur Zweiteilung des Stollens ist der Gang weniger mächtig und im Liegendteile auf Co-Erze abgebaut, während im Hangendteile die Erzführung unbedeutend und unabbauwürdig ist; hier tritt auch Turmalin auf. Im nördlichen Stollenteile ist der Gang stellenweise sideritisch-quarzig oder ankeritisch, auch tritt hier jener schwarze schieferige Lettenbesteg mit Spiegelflächen und Harnischen auf. Der Gang weist bis zur nächsten Kluft, hinter welcher er gegen NNO umbiegt, keine Cu-Erze auf. Im weiteren Verlaufe des Ganges wurden hauptsächlich Co-Erze gewonnen, während im unangebauten Hangendteile Cu-Erze fein verteilt sind. Plötzlich bricht der Gang an einer Verwerfungskluft ab und der weitere, nach NO in Gabbro getriebene Stollen trifft wahrscheinlich die Fortsetzung des aus seiner Streichrichtung abgelenkten Ganges an. Die Gangmasse ist hier sideritisch-ankeritisch mit wenig Quarz und Turmalin, Kupferkies, Kobalt- und Nickelblüte. Interessant ist es, daß die schieferigen, schwarzen Lettenbestege, welche in der Regel im Liegendteile unserer Gänge in Gesellschaft von Co-Ni-Erzen auftreten, an einer Stelle hier auch im Hangendteile angetroffen wurden.

Der südliche Stollenteil baut auf einem tieferen Horizont des Ober-Jóreményganges ab. Die Gangmasse ist zunächst taub und quarzig. Östlich von der ersten Kluft ist der Stollen im tauben Liegendteile des Ganges getrieben, während der Hangendteil nebst Siderit und Quarz reichlich grob verteilte Cu-Erze führt. Hinter der zweiten Kluft ist der Gang im Liegendteile quarzig und reich an Cu- und Co-Erzen, während im Hangendteile insbesondere Siderit auftritt. Bei der fünften Kluft sind Ni-, Co- und Cu-Erze in einer grobkörnigen sideritisch-quarzigen Gangmasse reichlich vertreten. Hierauf verdrückt sich der Gang und führt östlich von einer zweiten Kluft wiederum grobkörnigen weißen bis braunen Siderit mit grober Einsprengung von Fahlerz und Kupferkies, stellenweise

auch Ni-Erze und Arsenopyrit. In dem gegen NNO streichenden Gangteile nehmen die Erze plötzlich ab und der Gang vertaubt in der Richtung vor Ort.

Im ganzen ist das Einfallen des im südlichen Stollenteile verfolgten Ganges bei weitem steiler (etwa 65°) als jenes im nördlichen. Die Gangmasse ist hauptsächlich nur im Liegendteile abgebaut, während der quarzige, Cu-Erze führende Hangendteil vielfach stehen blieb. Die durchschnittliche Mächtigkeit beträgt etwa 60 cm.

Mariastollen. Im Querschlage kann man die einer Dislokationsfläche entsprechende Grenze zwischen einer Scholle von diabasartigen Gesteinen und Gabbro beobachten; erstere sind vollständig verruschelt und gequetscht. Diese Störung führt auch AHLBURG (71) an. Der Querschlag verquert vier unbedeutendere Gänge. Östlich von der Stelle, wo er den abbauwürdigen Gang antrifft, tritt im Liegendteile quarzige Gangmasse mit äußerst fein verteilten Cu-Erzen auf, während sie im Hangendteile mehr ankeritisch-sideritisch ist und spärliche Cu-Erze enthält; stellenweise ist Turmalin häufig. Wo grobkörniger Eisenspat auftritt, ist der Gang größtenteils bereits abgebaut; öfters treten hier auch Co-Ni-Erze auf. Vielfach blieben jedoch nach früherem Abbaue nur Pfeiler stehen.

Im westlichen Stollenteile führt die Gangmasse öfters grob verteilten Kupferkies und Tetraedrit, sowie Co-Ni-Erze; insbesondere letztere kommen hier auch stückweise in einer breccienartig struierten Gangmasse vor, welche außerdem Kupferkies, Eisenspat, Pyrit, Quarz und Turmalin enthält.

Die Mächtigkeit des Ganges beträgt im Mariastollen etwa $\frac{1}{2}$ m. Auch im westlichen Teile ist bereits vieles abgebaut.

Zur weiteren genaueren Durchforschung und Kenntnis des Gugler Reviers, was die Erzgänge anbelangt, werden hauptsächlich neue, etwa von N nach S oder umgekehrt getriebene Querschläge beitragen.

2. Königsberger Erzrevier.

Taf. 3, Fig. 3.

Hier wird ausschließlich der Philippigang abgebaut; im aufgeschlossenen Tagebau enthält namentlich der Hangendteil des Sideritganges vielfach Cu-Erze. Im zweiten Oberlaufe über dem Stollen Ober-Philippi erreicht der Gang eine Mächtigkeit bis 15 m, obwohl er an einer Stelle auch vollständig verdrückt ist. Dieselbe Verdrückung findet man wiederum im ersten Oberlaufe, wo der Gang sonst 6 bis 20 m mächtig ist.

Unter-Philippistollen. Der zunächst quarzige Sideritgang führt im Hangendteile Kupfererze, die stellenweise hier schon früher ausgebeutet wurden; nebst dem Siderit kommt hier an Carbonaten auch Calcit und Dolomit vor. Hinter der ersten Kluft ist der Gang, der vordem eine ungewöhnliche Mächtigkeit aufwies, bis zur zweiten Kluft völlig verdrückt. Dann tut er sich allmählich wieder auf und enthält bei einer Mächtigkeit von einigen Metern sehr schönen Siderit. Östlich von der dritten Dislokation verdrückt sich abermals der Gang und führt neben grobkristallinem Eisenspat grob verteilten Kupferkies. Das Konglomerat im Liegenden des Ganges ist hier stellenweise auf den Kopf gestellt, ja bisweilen scheint es sogar nach N einzufallen. Hinter einer weiteren Kluft bricht der Gang plötzlich ab und beginnt wiederum östlich von der fünften Dislokation; seine Mächtigkeit beträgt nur einige Dezimeter, nimmt aber allmählich zu. Die Gangmasse besteht aus schönem Siderit mit reichlich eingesprengten Kupfererzen. Nach einer weiteren kurzen Verdrückung tut sich der Gang wieder auf. Hinter der nächsten Kluft ist er zuerst mächtig, verdrückt sich jedoch bald. Östlich vor der siebenten Kluft erreicht er eine Mächtigkeit von 20 m, um sich hinter der achten Kluft wieder zu verdrücken. Dann wird er wieder mächtiger und führt ziemlich reichlich Cu-Erze. Nach einer weiteren Verdrückung erfolgt in der Richtung von Ost eine bedeutendere Erweiterung des Ganges, in dessen Hangendteile

insbesondere Kupfererze auftreten. Vor Ort ist er in seiner ganzen Mächtigkeit aufgeschlossen, und die Cu-Erze nehmen hier in der Richtung gegen das Liegende zu. In der Gangmasse finden sich hier auch Bruchstücke des Liegendkonglomerates.

Im zweiten Oberlaufe über Unter-Philippi ist der Gang bis 15 m mächtig, aber stellenweise stark verdrückt. Im ersten Oberlaufe teilt plötzlich eine Kluft den mächtigen Gang in zwei scheinbar selbständige Stöcke. Es ist dies dieselbe Dislokation, welche auch in höheren Horizonten anzutreffen ist. Auch hier befinden sich die Cu-Erze hauptsächlich im Hangendteile des Ganges. Die Mächtigkeit beträgt bis 15 m.

Der Stollen Unter-Philippi. Hier ist der Gang zunächst vollständig verdrückt und unabbauwürdig, während er sich nach oben plötzlich auftut. Erst hinter der vierten Kluft gewinnt er an Mächtigkeit und die sideritische, stellenweise ziemlich quarzige, auch Calcit, Ankerit und Kupferkies führende Gangmasse ist hier meist abgebaut. Der Stollen ist dann dort, wo er W-O verläuft, im Hangendteile des Ganges getrieben, der sideritreicher ist. Schließlich verdrückt sich der Gang, vertaubt und wird unabbauwürdig. Vor Ort ist er jedoch wieder, obwohl von schlechter Qualität, in voller Mächtigkeit aufgeschlossen.

Im Stollen Unter-Philippi, welcher 24 m unter Ober-Philippi liegt, ist der Gang gegenüber den höheren Horizonten stark verdrückt. Es ist jedoch nicht ausgeschlossen, daß er sich in der Tiefe wieder auftut und eine größere Mächtigkeit erreicht.

3. Vogelsberger Revier.

Taf. 3, Fig. 4.

Der Karolystollen hat zwei Mundlöcher; das nördliche führt direkt zum Hauptgange, während wir durch das südliche in einen Stollen kommen, der einen quarzigen Gang verfolgte. In dem zum Hauptgange führenden Querschlage

tritt zuerst flaseriges bis vollständig geschiefertes Porphyroid auf, dann wird ein quarzig-sideritischer, Cu-Erze und grünen Quarz enthaltender Gang verquert; hierauf folgt abermals ein Porphyroid¹⁾, welches vor dem ersten der zwei folgenden parallelen Gänge mit Cu-Erzen imprägniert ist, während die in ihm auftretenden Spaltrisse mit Spateisenstein ausgefüllt sind. Der nun folgende Gang führt namentlich Siderit und nur untergeordnet Kupfererze und ist wohl nur ein Beitrag des Hauptganges. Zwischen diesen beiden ist das Porphyroid vielfach vollständig in eine sericitisch-quarzige Masse mit reicher Imprägnation von Siderit und Pyrit umgewandelt; außerdem enthält dieselbe auch Rutil, Leukoxen und Muscovitblättchen. Der Hauptgang ist im westlichen Teile größtenteils abgebaut; im Osten tritt zunächst eine Gangmasse auf, die aus grobkörnigem Eisenspat, Quarz und Kupferkies zusammengesetzt ist. Gegen das Hangende nimmt Quarz an Menge zu. Hinter der Kluft ist der Gang verdrückt, tut sich aber bald wieder auf und erreicht seine ursprüngliche Mächtigkeit und Erzführung. Derselbe Gang wird auch im Ober- und Unter-Cillistollen abgebaut; er erreicht durchschnittlich eine Mächtigkeit von 2 m und fällt etwa 65° nach S ein. Der vom Hauptgange gegen N getriebene Querschlag durchkreuzt zuerst eine rote Grauwacke und verquert dann zwei Erzgänge; vor Ort steht Konglomerat an.

Der Ober-Cillistollen liegt 50 m unter dem Karolytollen. Er streicht O-W. Im Hangenden befinden sich Porphyroide, das Liegende ist nicht aufgeschlossen. Die Gangmasse ist zuerst taub und quarzig und der Stollen vielfach mit Holzverbau versehen. Das Porphyroid im Hangenden ist reichlich mit Carbonaten imprägniert. Im weiteren Verlaufe führt der Gang im Hangendteile Cu-Erze, während im Liegendteile eine grobe Verwachsung von Quarz und Siderit vorherrscht. Das Porphyroid pflegt hier geschiefert zu sein und das Aussehen von schwarzen Schiefen zu haben. Hinter der

¹⁾ Dessen chemische Analyse siehe S. 15.

ersten Kluft ist der Gang sehr reich an Siderit, vor der folgenden Kluft nehmen Quarz und Cu-Erze zu. Dann verdrückt sich der Gang und enthält im Hangend- und Liegendteile hauptsächlich Quarz und Cu-Erze, in der Mitte Siderit und Kupfererze. Vor Ort steht wiederum stark verdrückter Gang an. Die Mächtigkeit des Ganges beträgt durchschnittlich $1\frac{1}{2}$ m, stellenweise bis 3 m; das Einfallen ist etwa 60° nach S.

Der Unter-Cillistollen liegt über 60 m unter dem vorigen. Der Gang ist zuerst quarzig und enthält stellenweise auch Kupferkies. Das Porphyroid im Hangenden ist in eine sericitisch-quarzige, reichlich mit Eisenspat imprägnierte Masse umgewandelt. Die stratigraphischen Lagerungsverhältnisse sind hier ziemlich kompliziert, da im Liegenden des Ganges grüne Gesteine auftreten, die wohl der Diabaszone angehören dürften, während im Hangenden Porphyroide vorkommen. Diese umgekehrte Lagerungsfolge könnte auf lokal überkippte Falten hinweisen. Hinter der ersten Kluft tritt im Hangendteile des Ganges grüner Gangquarz auf. Die Gangmasse ist stets stark quarzig und enthält nur wenig Siderit und Cu-Erze. Die zweite Dislokation schneidet den Gang vollständig ab und der Stollen führt dann im Porphyroid. Auch vor Ort steht nur ein feinschieferiges Porphyroid mit feiner Pyritimprägation an. Von hier wurde ein Querschlag nach N und S getrieben; im nördlichen Teile desselben wurde zwar ein Gang erreicht, derselbe ist aber quarzig und sideritfrei. Der südliche Teil des Querschlages durchkreuzt einen schönen quarzig-sideritischen, grob verteilten Kupferkies führenden Gang, der O-W streicht; gegen O verdrückt er sich, so daß vor Ort nur ein schmaler, sideritischer Gang ansteht.

Der Querschlag, welcher hinter dem Mundloche des Unter-Cillistollens nach N getrieben wurde, verquert hinter dem Cilligange einen Gang, der grobkristallinen Eisenspat und reichlichen Eisenglimmer enthält. Weiter gegen N wurde dann ein dritter Gang erreicht, dessen westlichen Teil man auf Eisenspat abbaute; der östliche Teil ist zuerst im Hangendteile

stark quarzig mit spärlichen Cu-Erzen, während der Liegendteil hauptsächlich aus Siderit besteht. Der Gang ist in seinem weiteren Verlaufe an Eisenspat und Cu-Erzen ziemlich arm. Im Hangenden treten Gesteine der Konglomeratzone auf, insbesondere schieferige Grauwacken oder Konglomerate; in ihnen wurde durch den Querschlag ein schmaler, hauptsächlich nur quarzführender Gang angetroffen.

Im Unter-Cillistollen ist also die Gangmasse des Cilliganges bedeutend schlechter als in höheren Horizonten; es besteht jedoch auch hier die Aussicht, daß der Erzreichtum in die Tiefe abermals zunehmen wird.

Schließlich möchte ich bemerken, daß auf der Tafel 3 in der Regel bloß die wichtigeren Gänge und Haupthorizonte eingezeichnet sind. Den Grundriß stellte ich durch unterirdische Kartierung her, wobei mir allerdings nur ältere, stellenweise ziemlich ungenaue Stollenkarten zur Verfügung standen. Deshalb mag auch bei der Kartierung und Herstellung der Grundrisse hier und da eine kleine Ungenauigkeit vorkommen.

Zusammenfassung des lagerstättenkundlichen Teiles.

1. Zum ersten Male wurden auf den beschriebenen Gängen eingehender die paragenetischen Verhältnisse der Gangminerale festgestellt. Ich konnte vier Gangformationen unterscheiden; die Siderit-, Quarz-, Kupfererz-, Kobalt- und Nickelerz-Formation. Zunächst wurden die Gangspalten mit Siderit ausgefüllt, später erst wurde Quarz und Turmalin ausgeschieden; noch jünger sind die Kupfererze (hauptsächlich Chalkopyrit) und zuletzt, keineswegs gleichzeitig mit den vorhergehenden, gelangten in die Gänge des Gugler Reviers die Kobalt- und Nickelerze. Die paragenetische Reihenfolge der wichtigsten Gangminerale ist also dem Alter nach: Siderit-Quarz, Turmalin-Kupferkies, Co-Ni-Erze. Der Pyrit ist teilweise gleichaltrig mit dem Siderit, teils jünger als dieser; der Arsenopyrit ist jünger als

Siderit und Quarz, der Schwerspat jünger als der Siderit. Durch primäre innere Gangmetasomatose wurde also der Mineralbestand der Gangmasse allmählich verändert.

Durch sekundäre Zementations-Gangmetasomatose entstanden aus dem Chalkopyrit an Cu reichere Erze, insbesondere Fahlerz.

2. Die beschriebenen Gänge entstanden aus ursprünglich fast rein sideritischen Gängen.

3. Als primärer Teufenunterschied ist die Zunahme der Co-, Ni- und As-Erze in die Tiefe im Gugler Erzreviere aufzufassen.

4. Sekundären Teufenunterschieden ist die Entstehung einer Oxydations- und Zementationszone zuzurechnen. Den Oxydationserzen unserer Gänge gehören namentlich Limonit, Malachit und Azurit an, Zementationserz ist hauptsächlich der Tetraedrit und teilweise Chalkopyrit, während Kupferkies größtenteils das primäre Kupfererz darstellt.

5. Der Einfluß der Gänge auf die Nachbargesteine macht sich im Gugler Revier in einer Umwandlung der Gabbromineralien bezw. der Entstehung von schwarzen, schieferigen Lettenbestegen, und in einer Imprägnation der benachbarten Gesteine mit Erzen erkennbar; im Königsberger und Vogelsberger Revier entstand in der Nähe der Gänge eine Sericitisierung der Gesteine und Imprägnation mit Gangmineralien.

6. Das Streichen und die Mächtigkeit der Gänge ist ziemlich unbeständig, auch der Einfallswinkel ändert sich oft bei ein und demselben Gange nach der Tiefe. Die Gänge machen stellenweise den Eindruck von Lagergängen, öfters tritt jedoch die echte Gangnatur deutlich auf. Die Konkordanz mit dem Nachbargebirge pflegt nur scheinbar zu sein. Es ist weder wahrscheinlich noch erwiesen, daß die Gänge des Gugler Reviers — wie in der Literatur häufig angeführt wird — gegen die Oberfläche fächerförmig auseinandertreten würden.

7. Aus den auf Taf. 3 abgebildeten und von mir hergestellten Grundrissen unserer Gänge erhellt, daß letztere von

zahlreichen Klüften wesentlich zweier Natur durchsetzt werden. Die einen bewirkten eine Horizontalverschiebung (Blätter), längs der anderen wurde das Hangende entweder emporgehoben oder es sank in die Tiefe (Überschiebungs- und Verwerfungsklüfte). In letzterem Falle erreicht die Sprunghöhe bisweilen eine namhafte Größe.

8. Die Gangspalten entstanden meiner Auffassung nach noch im Untercarbon unter dem Einflusse der Vorboten der später culminierenden Hauptfaltung. Auch die älteste Gangformation, den Siderit, halte ich für untercarbonisch und bringe sie in Zusammenhang mit Thermalwässern, die aus dem erstarrenden Gabbromagma emporstiegen.

9. Zahlreiche Dislokationen unserer Gänge sind älter als die Formation der Kupfererze, auf deren Verteilung sie einen bedeutenden Einfluß hatten. Ich halte diese Klüfte für gleichalterig mit der obercarbonischen Hauptfaltung.

Zum Schlusse meiner Arbeit sei es mir gestattet, dem Direktor der Königl. Preuß. geologischen Landesanstalt in Berlin, Herrn Geheimrat Prof. Dr. F. BEYSCHLAG und dem Abteilungsdirigenten für die Kartierung im Gebirge an derselben Anstalt, Herrn Prof. Dr. P. KRUSCH, für die liebenswürdige Aufnahme, die sie mir während meiner Studien in Berlin in den ihnen unterstellten Sammlungen gewährten, meinen ergebenen Dank auszusprechen. Auf Anregung des Herrn Prof. Dr. KRUSCH unternahm ich die Kartierung des besprochenen Gebietes und begann hierauf mit der Verarbeitung des wissenschaftlichen Materials in dem oben angeführten Institute; das große Interesse, welches er stets meiner Arbeit widmete, sowie seine werten Ratschläge bleiben mir in dankbarer Erinnerung.

Gleichfalls bin ich Herrn CYR. RITT. v. PURKYNĚ, Professor der Mineralogie und Geologie an der böhm. techn. Hochschule zu Prag zum Danke verpflichtet, da ich in dem ihm

untergeordneten Institute meine Arbeit beenden konnte, wobei ich mich gleichfalls seiner Aufmerksamkeit und Ratschläge erfreute. Nicht unerwähnt kann ich ferner die Gastfreundlichkeit des Herrn V. DYCK, Direktors der Dobsinaer Hüttenwerke zu Krebsseifen lassen, die ich während meiner Studien daselbst genoß; insbesondere aber auch die stets liebenswürdige und freundschaftliche Zuvorkommenheit, mit welcher mir mein lieber Kollege Herr Dipl.-Ing. Dr. R. CRONACHER, Chef der Bergabteilung der Dobsinaer Kupferwerke, entgegenkam. Mein Dank gebührt schließlich Herrn H. F. HANUŠ, Professor der analyt. Chemie an der böhm. techn. Hochschule zu Prag, und seinem Assistenten Herrn A. JÍLEK für die sorgfältigen Bauschanalysen, sowie Herrn F. REJSEK, k. k. Präparator an der böhm. Universität zu Prag, für die Herstellung der Mikrographien.

Literaturverzeichnis.

1. V. UHLIG, Bau und Bild der Karpathen in »Bau und Bild Österreichs«. Wien-Leipzig 1903.
2. F. v. HAUER, Geologische Übersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie. West-Karpathen. Jahrb. d. geol. Reichsanst. Wien 1869, S. 507.
3. H. BÖCKH, Beiträge zur Gliederung der Ablagerungen des Szepes-Gömörer Erzgebirges. Jahresber. d. Kgl. ungar. geol. Anstalt für 1905. Budapest 1907, S. 46.
4. F. W. VORR, Geognostische Schilderung der Lagerstättenverhältnisse von Dobschau in Ungarn. Jahrb. geol. Reichsanst. Wien 1900, S. 708.
5. W. BARTELS, Spateisenerzlagerstätten des Zipser Comitatus in Oberungarn. Archiv f. Lagerstättenforschung. Berlin 1910, Heft 5.
6. D. STUR, Bericht über die geologische Aufnahme der Umgebung von Schmöllnitz und Göllnitz. Jahrb. geol. Reichsanst. 1869, S. 383.
7. F. v. ANDRIAN, Bericht über die Übersichtsaufnahmen im Zipser und Gömörer Komitate. Jahrb. geol. Reichsanst. 1859, S. 535.
8. W. ILLÉS, Montangeologische Verhältnisse in der westlichen Umgebung von Dobsina. Jahresber. d. Kgl. ungar. geol. Anst. f. 1902. Budapest 1904, S. 134.
9. D. STUR, Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag- und Grantale. Jahrb. geol. Reichsanst. 1868.
10. F. SCHAFADZIK, Daten zur genaueren Kenntnis des Szepes-Gömörer Erzgebirges. Math. u. naturwiss. Berichte aus Ungarn, 1905, H. 3, S. 225.
11. Derselbe, Vorläufige Mitteilung über das Auftreten von Quarzporphyren und Porphyroiden in den Komitaten Gömör und Szepes. Födani Közlöny. Budapest 1902, S. 326.
12. H. CREDNER, Über nordamerikanische Porphyroide. Neues Jahrb. f. Min., Petr. u. Geol. 1870, S. 970.
13. U. GRUBENMANN, Die krystallinen Schiefer. II. Teil, 1907, S. 43.
14. A. OSANN, Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. II. Die Ergußgesteine. TSCHERMAK's min. u. petr. Mitteil. 1901, S. 399, Taf. VIII.
15. H. BÜCKING, Über Porphyroidschiefer und verwandte Gesteine des Hinter-Taunus. Ber. d. SENCKENBERG. naturf. Ges. Frankfurt a. M. 1903, S. 155.

16. A. JOHNSEN, Petrographische Untersuchungen der Harzer Porphyroide. Neues Jahrb. f. Min., Geol. und Pal. 1901, Beil.-Bd. 14, S. 1.
Derselbe, Die Thüringer Porphyroide. Ibidem. Beil.-Bd. 27. 1909, S. 326.
17. F. BECKE, Die Eruptivgesteine des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Anden. TSCHERMAK's min. u. petr. Mitteil. 1903, S. 209.
18. M. WEBER, Zur Petrographie der Samoainseln. Abhandl. d. bayr. Akad. d. Wiss., Bd. 29.
Derselbe, Über Diabase und Keratophyre aus dem Fichtelgebirge. Zentralbl. f. Min., Geol. und Pal. 1910, S. 37.
19. O. H. ERDMANNSDÖRFER, Über die systematische Stellung der Harzer Keratophyre. Ibidem. 1909, S. 33.
Derselbe, Über Magmenverteilung. Geolog. Rundschau, Bd. II, Heft 1. Leipzig 1911, S. 8.
20. W. FRANKH, Beiträge zur Geologie des südöstlichen Taunus, insbesondere der Porphyroide dieses Gebietes. Ber. d. oberhess. Ges. für Natur- und Heilkunde 1899.
21. E. HOLZAPFEL, Das Rheintal von Bingerbrück bis Lahnstein. Abhandl. d. preuß. geol. Landesanst. 1893.
22. L. MILCH, Die Diabasschiefer des Taunus. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1889, S. 394.
23. H. PREISWERK, Untersuchung eines Grünschiefers von Brusson (Piémont). Zentralbl. f. Min., Pal. und Geol. 1901, S. 303.
24. O. H. ERDMANNSDÖRFER, Die devonischen Eruptivgesteine und Tuffe bei Harzburg und ihre Umwandlung im Kontakthof des Brockenmassivs. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. für 1904, S. 1.
Derselbe, Über die Umwandlung von Diabasfeldspäten in Kontakthöfen von Tiefengesteinen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 56, S. 1.
25. F. BECKE, Über Mineralbestand und Struktur der krystallinen Schiefer. Comptes rendus IX congr. intern. de Vienne 1903, p. 553.
26. H. BÖCKH, Die geologischen Verhältnisse des Vashegy usw. Mitteil. aus dem Jahrb. d. Kgl. ung. geol. Anst. Bd. XIV, 1905, S. 65.
27. L. HEZNER, Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite. TSCHERMAK's min. u. petr. Mitteil. 1903, S. 505.
28. H. ROSENBUSCH, Elemente der Gesteinslehre. II, 4. Aufl., S. 286.
29. A. OSANN, Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. Über die Definition von Diorit und Gabbro. TSCHERMAK's min. u. petr. Mitteil. 1903, S. 403.
30. F. TANNHÄUSER, Der Neuroder Gabbrozug in der Grafschaft Glatz. N. Jahrb. für Min., Geol. u. Pal., Beil.-Bd. 26, 1908, S. 71.
31. F. S. BEUDANT, Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818. Paris 1822.
32. v. ANDRIAN, Umgebung von Dobschau und Czetnek. Verhandl. geol. Reichsanst. 1868, S. 55.
33. S. FALLER, Reisenotizen über einige wichtige Metallbergbaue Oberungarns. Berg- und hüttenm. Jahrb. d. k. k. Bergakad. 1867, S. 129.

34. I. ZEUSCHNER, Gangverhältnisse bei Kotterbach und Poracs. Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien 1853, 1855.
35. S. ROTH, Varietät des Dobschauer Grünsteins. Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1879, S. 232.
36. L. NAGY, Daten über den Diorit von Dobschau. Földt. Közl. 1879, S. 403.
37. TH. POSEWITZ, Bemerkungen über den Grünstein von Dobschau. Verhandl. d. geol. Reichsanst. Wien 1879, S. 79.
38. W. C. BRÖGGER, Triadische Eruptionsfolge bei Predazzo, S. 35.
Derselbe, Die Eruptivgesteine des Christianiagesbietes. I. Die Gesteine der Grorudit-Tinguait-Series. Christiania 1894.
39. R. FRECH, Das marine Carbon in Ungarn. Földtani Közlöny. Budapest 1906, S. 103.
40. F. FÖTTERLE, Umgebungen von Theißholz. Verh. geol. Reichsanst. Wien 1867, S. 216.
41. M. LUGEON, Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des klippes des Carpathes. Bull. Soc. Vaudoise des sc. natur. Vol. 39, p. 50.
42. V. UHLIG, Über die Tektonik der Karpathen. Sitzber. der math. naturw. Klasse der k. Akad. d. Wiss. Wien 1907, II, S. 871.
43. DIENER, Bau und Bild der Ostalpen, in »Bau und Bild Österreichs«. Wien und Leipzig 1903, S. 633.
44. F. FRECH, Die karnischen Alpen, S. 486.
45. H. POTONÉ-CH. BERNARD, Flore devonienne de l'étage H. de BARRANDE. Syst. silur. du centre de la Bohême. 1904.
46. M. F. GILKINET, Sur quelques plantes fossiles de l'étage des Psammnites Condroz. Bull. de l'Acad. roy. de Belg. sér. II, 1875.
47. J. W. DAWSON, On the flora of the devonian period in North-Eastern America. Quart. Journ. of geol. Soc. of London, 1862, p. 296.
48. A. G. NATHORST, Zur fossilen Flora der Polarländer. I. T., 1. Lief., 1894, I. T., 3. Lief., 1902.
Derselbe, Zur paläozoischen Flora der arktischen Zone. Kgl. Svenska Vetensk. Akad. Handling. Stockholm 1894, Bd. 26, Nr. 4, S. 45.
49. J. W. DAWSON, The fossil plants of the devonian and upper silur formations of Canada. Geolog. Survey of Canada 1871.
50. GESELL, Montangeologische Aufnahme auf dem von der Dobsinaer süd-östl. Stadtgrenze südlich gelegenen Gebiete. Jahresber. d. ung. geol. Anst. für 1902. Budapest 1904, S. 120.
51. V. ILLÉS, Der erste in Ungarn gefundene Trilobite. Földtani Közl. Budapest 1902, S. 408.
52. W. PH. SCHIMPER, Traité de paléontologie végétale. Paris 1869.
53. A. HOFMANN-F. RYBA, Leitpflanzen der paläozoischen Steinkohlenablagerungen in Mittel-Europa. Prag 1899.
54. R. ZEILLER, Études de gîtes minéraux de la France. Bassin houiller de Valenciennes. Paris 1888.
55. F. FRECH, Lethaea geognostica. I. Teil, 2. Bd., 2. Lief. Die Steinkohlenformation.

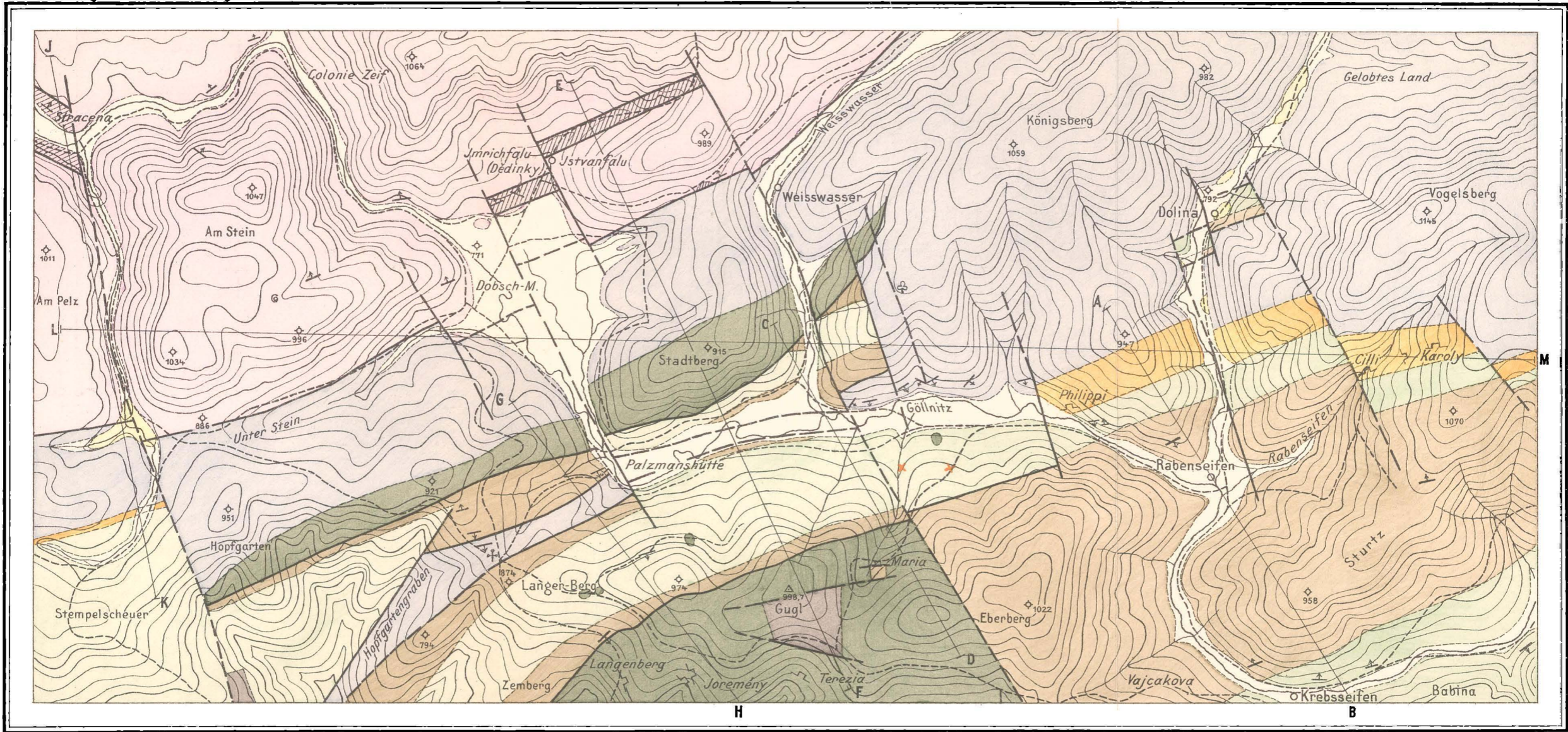
56. H. POTONIÉ, Lebrbuch der Pflanzenpaläontologie. Berlin 1897.
 57. A. v. GRODDECK, Über die Gesteine der Bindt in Oberungarn. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1885, Bd. 35, S. 663.
 58. W. BORNHARDT, Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung. I. T. Archiv für Lagerstättenforsch. Berlin 1910, H. 2.
 59. H. B. FOULLON, Mineral. Notizen. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1892, S. 171.
 60. J. NIEDZWIEDZKI, Beobachtungen an Löllingit usw. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1872, S. 131.
 61. v. ANDRIAN, Erzlagerstätten in Zips und Gömör. Verhandl. der k. k. geol. Reichsanst. Wien 1895, S. 39.
 62. P. KRUSCH, Primäre und sekundäre metasomatische Prozesse auf Erzlagerstätten. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1910, S. 165.
 63. P. KRUSCH, Inwieweit lassen sich die Erze als Leiterze benutzen? Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 58, 1906, S. 100.
 64. A. v. GRODDECK, Zur Kenntnis einiger Sericitgesteine, welche neben und in Erzlagerstätten auftreten. N. Jahrb. f. Min., Geol. und Pal. 1883, Beil.-Bd. II, S. 72.
 65. v. COTTA, Über die Erzlagerstätten von Dobschau. Berg- und Hüttenmänn. Zeit. 20. Jahrg. 1861, S. 124, 151.
 66. E. REYER, Theoretische Geologie. Stuttgart 1888, S. 468.
 67. H. v. BÖCKH, Die geologischen Verhältnisse des Vashegy usw. Mitteil. aus d. Jahrb. d. Kgl. ung. geol. Anstalt. Bd. 14, 1905, S. 65.
 68. B. BAUMGÄRTEL, Der Erzberg bei Hüttenberg in Kärnten. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1904, S. 242.
 69. K. A. REDLICH, Die Erzlagerstätten von Dobschau und ihre Beziehungen zu den gleichartigen Vorkommen der Ostalpen. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1908, S. 270.
 70. H. v. BÖCKH, Bemerkungen zu »die Erzlagerstätten von Dobschau usw.« Zeitschr. f. prakt. Geol. 1908, S. 506.
 71. J. AHLBURG, Reisebericht aus Ungarn II. Manuskript 1910.
-

Geologische und montanistische Studien in den Karpathen nördl. von Dobschau.

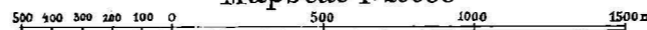
von J. Woldřich

Archiv für Lagerstätten-Forschung Heft 11.

Tafel 1



Maßstab 1:25000



Alluvium



Diluvium



Ober- u. Mittel-trias



Untertrias



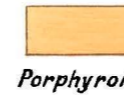
Carbon



Chloritschiefer-zone



Diabaszone



Porphyroid-zone



Conglomerat-zone



Gabbro



Bruchlinien
nachgewiesen vermutet



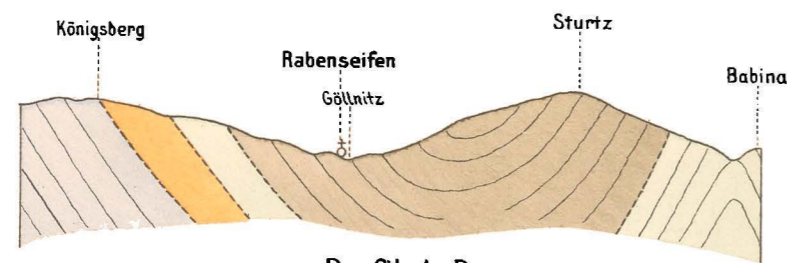
Mundlöcher
Pflanzenversteinerungen
Tierversteinerungen

Geologische und montanistische Studien in den Karpathen nördl. von Dobschau.

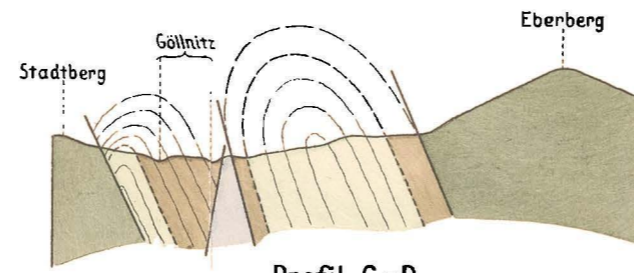
Archiv für Lagerstätten-Forschung Heft 11.

von J. Woldřich

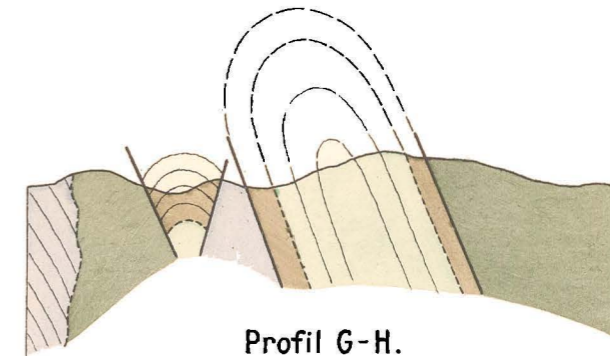
Tafel 2.



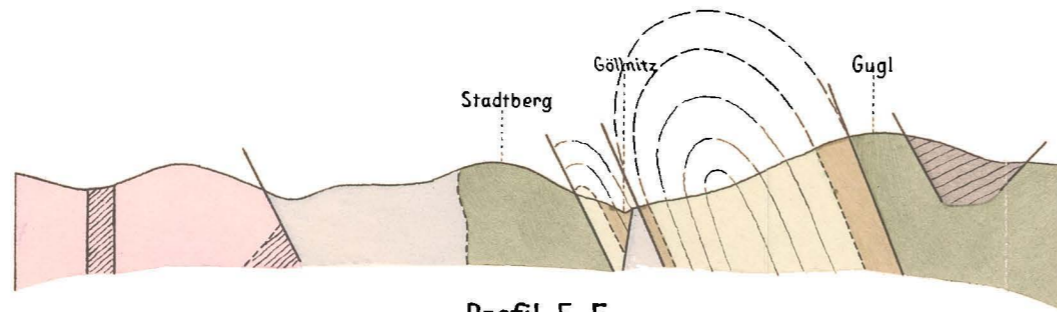
Profil A-B.



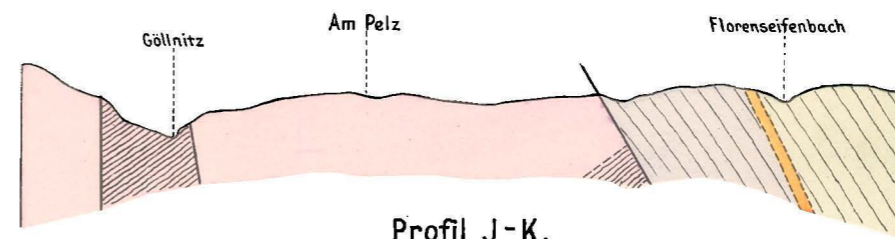
Profil C-D.



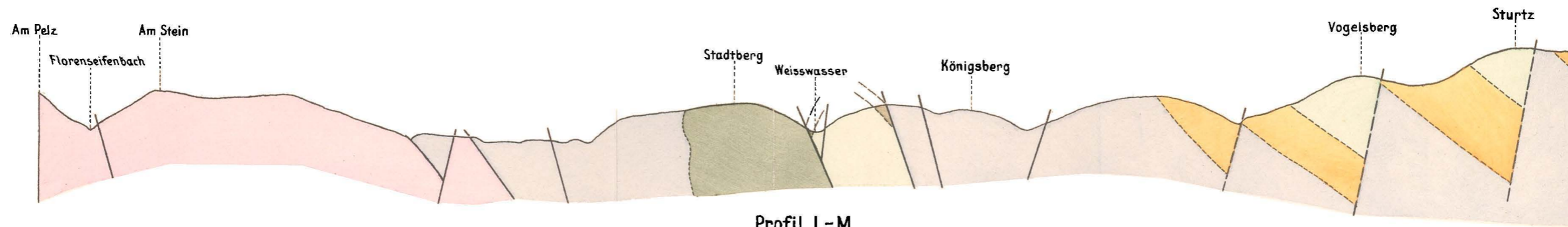
Profil G-H.



Profil E-F.



Profil J-K.



Profil L-M.

Farbenerklärung siehe Tafel 1.

Maßstab der Höhen u. Längen 1 : 25000.

Grundriß der wichtigsten Gänge von J. Woldrich.

Gugler-Revier

Fig. 1

1:2500

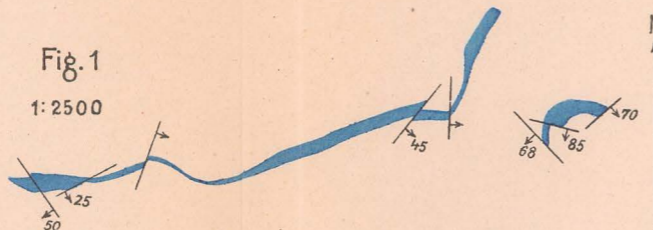
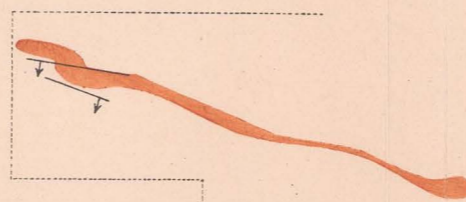
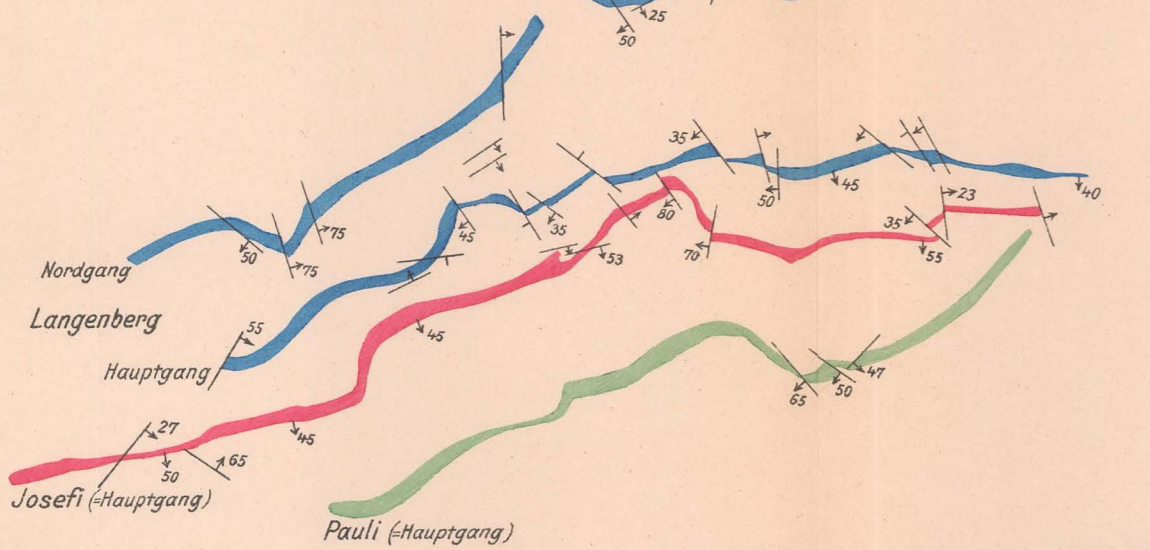
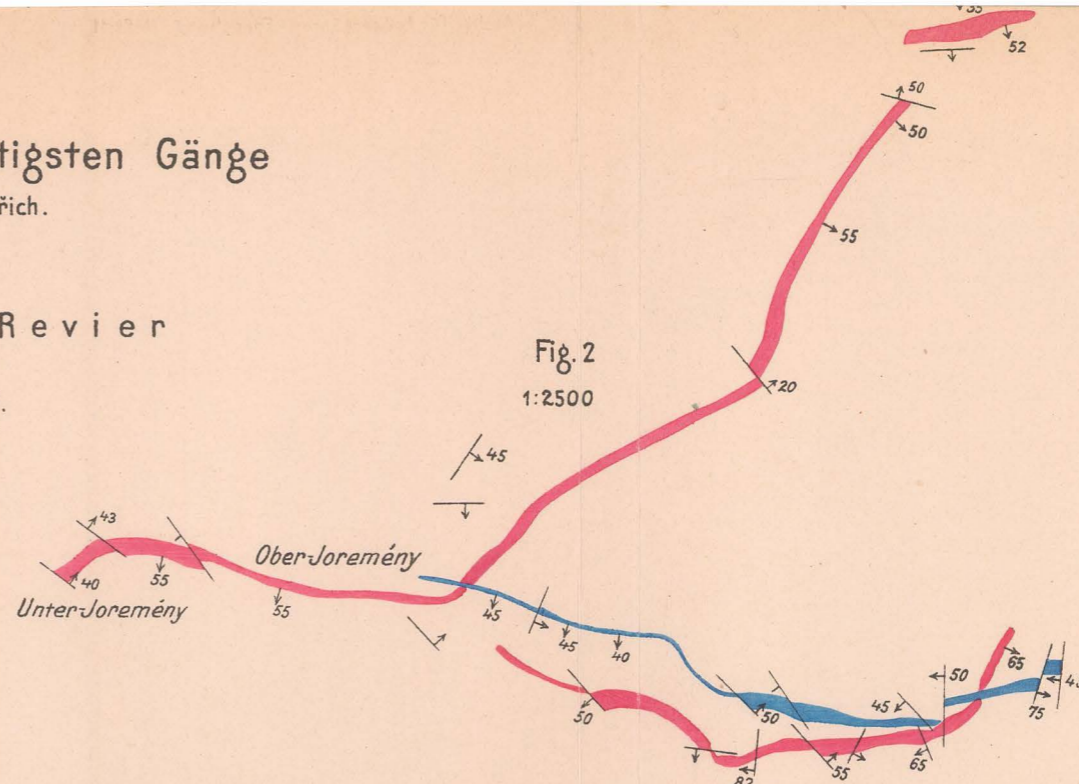


Fig. 2

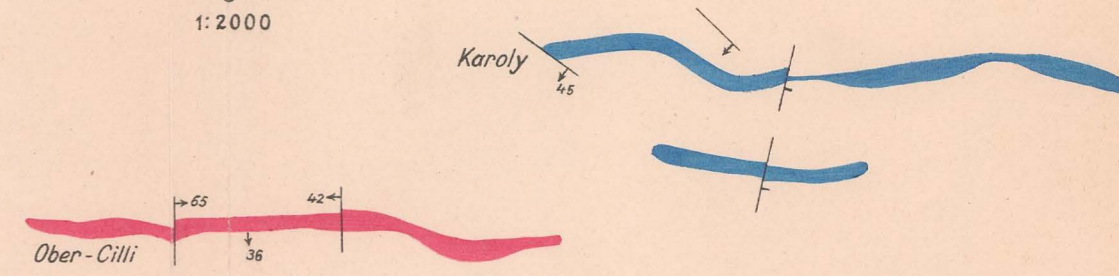
1:2500



Vogelsberger-Revier

Fig. 4

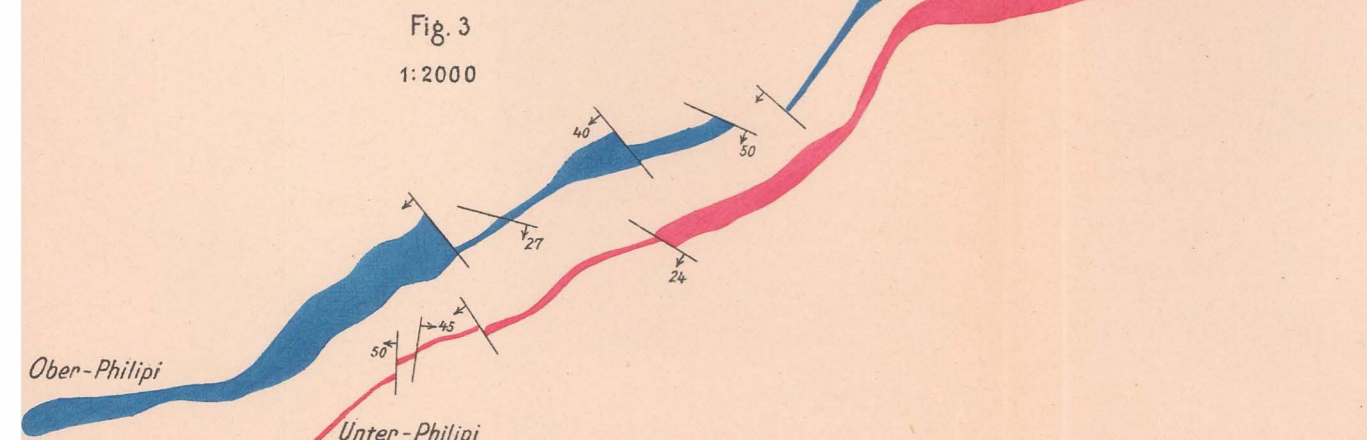
1:2000



Königsberger-Revier

Fig. 3

1:2000



Tafel 4.

- Fig. 1. »Grünschiefer« der Diabaszone mit leistenförmigen Plagioklasen (weiß) als Reliktstruktur, Chlorit (schwarz); außerdem Epidot-, Albit- und Quarzkörner. Zwischen + Nicols.
- Fig. 2. »Grünschiefer« = metamorpher Diabas. In der Mitte Epidotkristalle, darunter links Albit mit Zwillingslamelle. Im übrigen ein Gemenge von Albit, Epidot, Chlorit (schwarz) und Carbonaten. Zwischen + Nicols.
- Fig. 3. Siderit wird metasomatisch von kristallisiertem Quarze verdrängt. In den Quarzkristallen kann man deutliche, mikroskopische Einschlüsse von Siderit (weiß) beobachten. Zwischen + Nicols.
- Fig. 4. Der Tetraedrit (schwarz, links oben) schließt einerseits Überreste des metasomatisch verdrängten Siderites ein, andererseits dringt er zwischen die ihn umgebenden Sideritkörner ein. Unten ebenfalls Fahlerz. Im übrigen sieht man, wie der jüngere Quarz (graue bis schwarze Körner) die ältere Sideritmasse (weiß) durchspickt und verdrängt. Zwischen + Nicols.
-

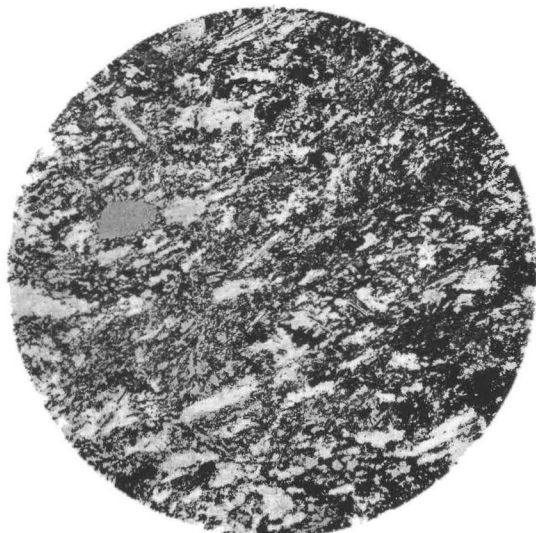


Fig. 1.

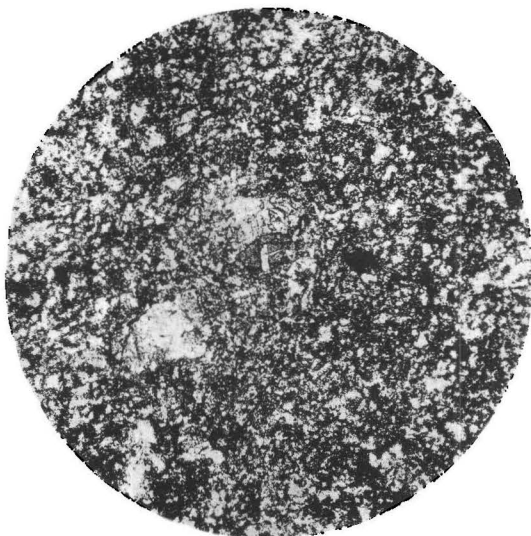


Fig. 2.

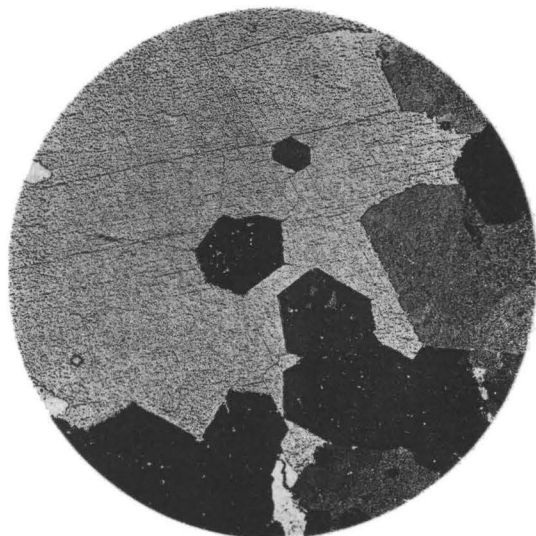


Fig. 3.

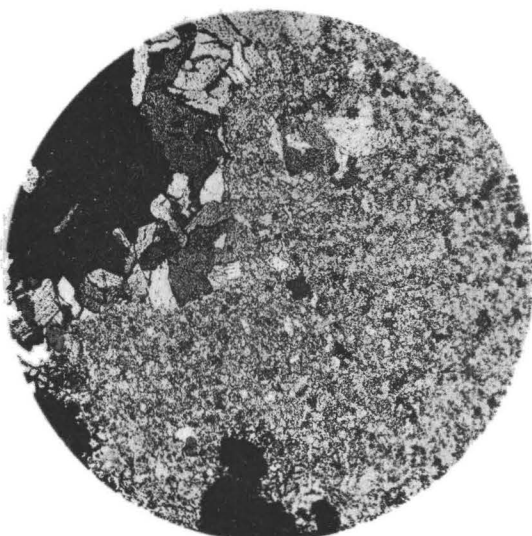


Fig. 4.

Tafel 5.

- Fig. 1. Die schwarze Masse unten besteht aus Quarz, welcher Sideritkörner (weiß) einschließt. Der obere Teil der Aufnahme stellt feinkörnigen Tetraedrit (weißgrau) vor, welcher links einen Turmalinkristall (schwarz), rechts oben ein Quarzkorn (schwarz) einschließt. Das Fahlerz sendet in der Mitte des Bildes deutliche Ausläufer in die Quarzmasse und dringt auch in den Turmalin ein. Aufnahme bei auffallendem und reflektiertem Lichte.
- Fig. 2. Die feinkörnige, weißgrau erscheinende Masse, welche den größeren Teil der Photographie einnimmt, besteht aus Tetraedrit, welcher in seinem Inneren als Überrest der Zementationsmetasomose einen Chalkopyritkern (weiß, in der Mitte und rechts oben) einschließt. Oben sieht man im Tetraedrit eingeschlossene Quarzkörner (schwarz), links etwa in der Mitte ein Sideritkorn (grau). Aufnahme im auffallenden und reflektierten Lichte, um insbesondere den Farbenunterschied zwischen Tetraedrit- und Chalkopyritmasse kenntlich zu machen.
- Fig. 3. Siderit (weiß) wird von Baryt (dunkelgrau bis schwarz) verdrängt. Letzterer tritt im rechten und linken Teile der Mikrophotographie auf und wird an seinen Rändern von Pyrit (schwarze Körner, insbesondere unten und oben) begleitet. Zwischen + Nicols.
- Fig. 4. Porphyroid mit Carbonaten und Erzen imprägniert. Unten ein feinkörniges Aggregat, das hauptsächlich aus Quarz besteht; in der Mitte Carbonat- und Erzimprägnation, darüber ein Sericitstreifen. Zwischen + Nicols.
-

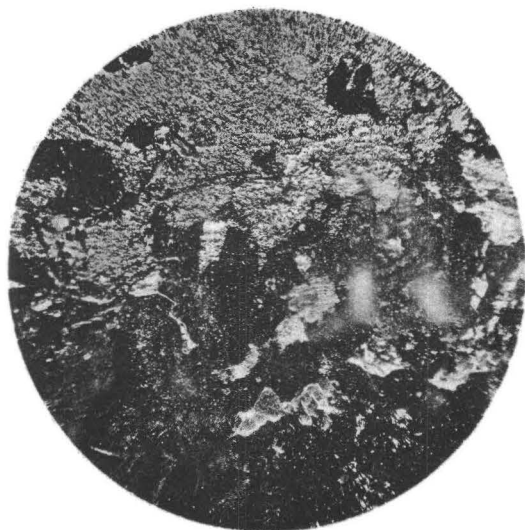


Fig. 1.



Fig. 2.

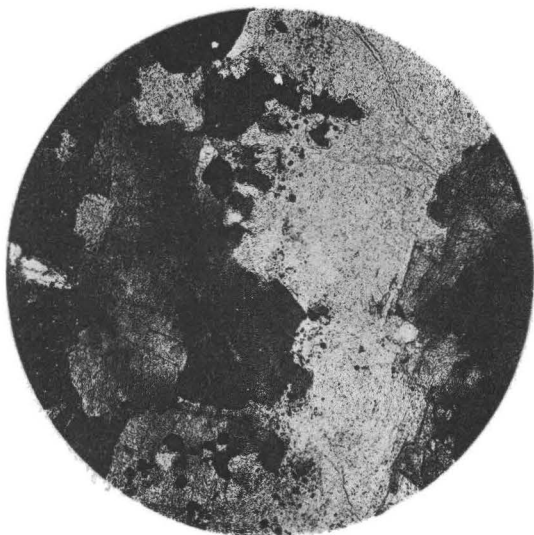


Fig. 3.



Fig. 4.