

Der metamorphe Dioritgabbrogang nebst seinen Peridotiten und Pyroxeniten im Spieglitzer Schnee- und Bielagebirge.

Von Bergingenieur Frauz Kretschmer in Sternberg.

Mit einer Tafel (Nr. 1) und 35 Zinkotypien im Text.

I. Teil.

Der dioritischgabbroide Ganglakkolith.

In den Sudeten zwischen den typischen grauen Biotitaugneisen (Granitgneis) des meridionalen Spieglitzer Schneegebirges (Dürrer Koppenzug) einerseits, und der Gebirgrinne March und Bordthal sowie Ramsauer Joch lagernden unterdevonischen Sedimentgebilden andererseits, zieht sich eine „Hornblendegneiszone“ hin, welche bisher weder in ihrer geologischen Erscheinungsform erkannt, noch petrographisch in ihrer Gesamtheit erfaßt und geschildert wurde, obwohl dieselbe auf ihrem langen Wege von verschiedenen Autoren bruchstückweise nach Maßgabe ihres beschränkten Arbeitsfeldes beschrieben wurde. Von einer zusammenhängenden Darstellung, noch viel weniger von einer Auffassung der tektonischen Verhältnisse ist jedoch in der ganzen Literatur nirgends eine Spur zu finden. Die Auffassung der fraglichen Gesteinszone als metamorphen Dioritgabbrogang von gigantischen Dimensionen, umgeben im Hangenden und Liegenden von einem sedimentogenen, kontaktmetamorphischen Schiefermantel ist ganz neu und findet hier zum ersten Male Erwähnung und Begründung. (Siehe hierzu die beiliegende geologische Karte Tafel I.)

Die wichtigste Literatur über das in Betracht kommende Gebiet, welches der Verfasser benützt hat, besteht aus den folgenden geologischen Abhandlungen und Kartenwerken in chronologischer Reihenfolge:

1. Geol. Verhältnisse des Süd- und Ostabfalles der Sudeten, vom k. k. Bergrat M. V. Lipold. X. Jahresbericht des Wernervereins in Brünn. 1860, pag. 41 u. ff.
2. Geol. Verhältnisse am Nordabfall der Sudeten in Oesterr.-Schlesien, vom k. k. Chefgeologen G. Stache. X. Jahresbericht des Wernervereins für das Jahr 1860, pag. 54 u. ff.

3. Geol. Karte von Mähren und Oesterr.-Schlesien, bearbeitet vom k. k. Berg- und hüttenw. Rat Franz Foetterle, herausgegeben vom geol. Wernerverein in Brünn. 1866.
4. Alte geol. kolorierte Generalstabskarte von Oesterreich, 1:144.000. Kartenblätter Freiwaldau und Mähr.-Schönberg, herausgegeben von der k. k. geol. Reichsanstalt in Wien.
5. Geognostische Karte vom niederschlesischen Gebirge und den umliegenden Gegenden. 1:100.000 Bearbeitet von E. Beyrich, G. Rose, J. Roth und W. Runge. — Darin ist ein großer Teil der „Hornblendegneiszone“ richtig dargestellt.
6. Erläuterungen zu der geognostischen Karte vom niederschlesischen Gebirge, von J. Roth. Berlin 1867.
7. Die Graphitablagerung bei Mähr.-Altstadt und Goldenstein, vom Bergingenieur Fr. Kretschmer. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1897, 47. Band, pag. 21–56. — Die beigegebene geol. Karte 1:75.000 enthält wohl nur einen beschränkten Teil der „Hornblendegneiszone“ richtig und mit allen Einzelheiten eingezeichnet.
8. Das Reichensteiner- und Bielengebirge, geol. dargestellt von J. Guckler. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1897, pag. 154 u. ff.
9. Geol. Kartenblatt Mähr.-Neustadt und Schönberg 1:75.000, aufgenommen vom Chefgeologen G. v. Bukowski, herausgegeben von der k. k. geol. Reichsanstalt. Wien 1905. — Bringt nur das südwestliche Ende der Hornblendegneiszone zur Darstellung.
10. Erläuterungen zum Kartenblatt Mähr.-Neustadt und Schönberg, von G. v. Bukowski. Wien 1905.
11. Die Moravischen Fenster von Prof. Franz E. Suess. Denkschriften d. kais. Akad. d. Wissenschaften. Wien 1912, Bd. 88, pag. 541 u. ff.

Es ist leicht begreiflich, daß eine solch großartige Gesteinszone auf ihrem überaus langen Wege eine mannigfaltige Ausbildung erfahren hat und danach von den verschiedenen Forschern eine sehr abweichende, zum Teil von der Vollkommenheit der Untersuchungsmethoden abhängige Beurteilung erfahren hat.

Peters schreibt über das Vorkommen bei Böh.-Eisenberg: Der sehr spaltbare Hornblendeschiefer des Gneises besteht aus schwärzlichen, verschränkten Hornblenden und aus Glimmerblättchen, ihm ist Serpentin mit Pseudophit und Enstatit eingelagert. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1859, X. Bd., pag. 227.)

J. Roth: Die zum Glimmerschiefer gehörigen Hornblendeschiefer, welche sich von Jauernig bis Mähr.-Altstadt und noch weiter südlich fortziehen, enthalten häufig Feldspat, Quarz, Granat, Biotit neben dunkelgrüner Hornblende. Ist Hornblende allein vorhanden, so ist sie meist filzig faserig. Im Hornblendeschiefer treten Quarzschiefer und Serpentin (zum Teil mit Strahlstein) auf. (Niederschlesien 1867, pag. 215 und 220.)

J. Roth: Hornblendegneis zu Gurschdorf, Mähr.-Altstadt, Blaschke usw. Der nach Ost und West mit Hornblendeschiefer des Glimmerschiefers verbundene kaum schiefrige Hornblendegneis enthält neben Feldspat, Hornblende, etwas Biotit, wenig Quarz (oft in Orthoklas eingewachsen), Plagioklas, zuweilen Grauat, Magnet-

eisen, Titanit; hie und da gewinnen Quarz oder Feldspat das Uebergewicht. (Niederschlesien 1867, pag. 215.)

G. Stache dagegen erkannte den Hornblendegneis richtig als Diorit (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., XI. Bd.) und gibt speziell von dem Diorit zu schles. Woitzdorf folgende Beschreibung: „Der Woitzdorfer Diorit hat ein mittleres Korn, die dunkelgrünen, fast schwarzen Hornblendekristalle sind ziemlich regelmäßig und zu gleichen Teilen mit dem Albit gemengt. Teilweise, und zwar besonders an der Grenze gegen den Granit zu findet sich Glimmer und Quarz ziemlich häufig als akzessorischer Gemengteil.“ — Wichtig erscheint die Beobachtung Staches, daß dort, wo der Friedberger Granit direkt an den Diorit grenzt, entsendet er Apophysen in den letzteren, und zwar in Form echter Gänge oder in Lagergängen, wodurch sich unser Diorit als das älteste Glied in der Reihe der Tiefengesteine erweist.

Auch Laube spricht dasselbe Gestein von Woitzdorf nach mikroskopischer Untersuchung als Glimmerdiorit an, während C. v. Cammerlander es als massigen Amphibolit ansah. A. v. Lasaulx bezeichnete das Gestein bei Wildschütz und schles. Woitzdorf kurzweg als Hornblendegneis.

Verf. berichtete in der oben unter 7 angeführten Abhandlung: „Im Kunzentale bei Mähr.-Altstadt und weiter südwestlich bei Waltersdorf und Blaschke ist ein grünlichschwarzer, in dicken Bänken abgelagerter, grobklotziger Hornblendegneis von granitisch-grobkörnigem Gefüge in sehr charakteristischer, längs des allgemeinen Streichens von SSW nach NNO angeordneter, durch die ganze Formationsgruppe anhaltender Gesteinszone entwickelt, welchem nicht nur örtlich untergeordnete Lager und Stöcke von Amphibolit interkaliert sind, sondern die auch oben und unten von zwei Amphibolitzügen umschlossen wird.“ Dem Auftreten dieser symmetrisch gelagerten basischen Ausscheidungen ist in der beigelegten geologischen Spezialkarte 1:75.000 Rechnung getragen; das Hauptgestein wurde als granitähnlicher, grobkörniger, dickbankiger Hornblendegneis ausgeschieden, und zwar im Gegensatz zu dem dickschiefrigen Hornblendegneis und Hornblendebiotitgneis, welcher einen Bestandteil der Altstadt Goldensteiner stehenden Gebirgsfalte mit ihren Graphitlagern ausmacht und gleichzeitige Aufbrüche des dioritisch-gabbroiden Magmas darstellt.

J. Guckler hat die Gesteine jener großen langgestreckten Masse der in Rede stehenden Zone, welche sich gangartig zwischen dem niederen und hohen Bielagebirge (von Gurschdorf bis über Jauernig hinaus) hinzieht, eingehend und mikroskopisch untersucht, er gelangt ebenfalls zu dem Ergebnis, daß die Hauptmasse des Gesteins, dem große Hornblendesäulen und große gestreifte Plagioklase ein scheckiges Aussehen verleihen, ein Glimmerdiorit ist, und zwar insbesondere mit Rücksicht auf das Auftreten des Glimmers, der immer tobackbrauner Biotit ist, der jedoch nicht, wie man das beim Gneis zu sehen gewohnt ist, lagenförmig geordnet, sondern derselbe findet sich gewöhnlich in größeren Nestern oder Butzen, die für den Glimmerdiorit charakteristisch sind, oder wie das Mikroskop

zeigt, gewöhnlich an Hornblende gebunden, zwischen den übrigen Gemengteilen zerstreut. Nordwestlich schles. Petersdorf findet man in geringer Ausdehnung ein Massengestein, das sich durch Anreicherung von Orthoklas als Uebergang des Glimmerdiorits zum Syenit darstellt, während er am Hutberg (bei Siebenhuben?) durch Zurücktreten der Hornblende und Anreicherung des Quarzes in Hornblendegranit übergeht, verliert sich die Hornblende ganz, dafür der Biotit zunimmt, so ist das Gestein als Granit zu bezeichnen. — Auch Guckler hebt die wichtige Tatsache hervor, daß der Granitstock von Friedeberg-Weidenau in die große und langgestreckte Dioritmasse Apophysen und wie bei Gurschdorf einen Lagergang eingepreßt hat, so daß der erstere geologisch als das jüngere Glied in der Reihe eruptiver Gebirgsglieder, der Diorit als das ältere festgelegt erscheint.

In der nordwestlichen Ecke des Kartenblattes Mähr.-Neustadt—Schönberg (der österr. Spezialkarte 1:75.000) liegt das südsüdwestliche Ende unserer langen Hornblendegneiszone, welche an der großen Störungslinie des Marchtales und Jokelsdorfer Baches abschneidet. Jenseits der letzteren finden wir dessenungeachtet sehr ähnliche eruptive Hornblendegneise, zum Teil Hornblendebiotitgneise von dickbankigem granitähnlichem Habitus, welche aber bereits einem anderen Spaltensystem angehören, das NW streicht, mit diskordanter Auflagerungsfläche des Schiefermantels. Diese Eruptivgneise wurden von G. v. Bukowski anfänglich als Tonalitgneise, später als Hornblendegneis (Amphibolgranit) eingeführt; von C. v. John nach genauer mikroskopischer und chemischer Untersuchung als Monzonit und Monzonitgneis beschrieben¹⁾. Dagegen hat H. Rosenbusch die in Rede stehenden Eruptivgneise auf Grund der von C. v. John mitgeteilten Analyse als zum quarzführenden Diorit gehörig erklärt²⁾.

Zur Untersuchung hat C. v. John das Gesteinsmaterial von Hackelsdorf (westlich Nieder-Eisenberg) vorgelegen, es gehört also der in Bearbeitung stehenden Hornblendegneiszone an. U. d. M. erkannte John, daß der weiße Feldspat unseres Gesteins überwiegend aus Plagioklas besteht, daß daneben aber auch Orthoklas auftritt, ferner daß zwischen den Körnern von Feldspat und Quarz sich Hornblende und Biotit (meist miteinander verwachsen) in unregelmäßigen Lappen hinziehen, wozu Apatit und Titanit in geringer Menge sich findet. Die Hornblende ist im Schliff meist dunkelbraun oder dunkelolivengrün, während der Biotit braun erscheint.

Nach den weiter unten folgenden eingehenden mikroskopischen Untersuchungen des Verf. liegt in dem fraglichen Gestein ein quarzarmer Hornblendebiotit-Diorit vor. Die von C. v. John ausgeführte chemische Analyse hat die folgenden Gewichtsprozente ergeben, welche Zahlen der Verf. nach dem Osann'schen System

¹⁾ Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1897, pag. 189—193.

²⁾ Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. Bd. II, 1. Hälfte 1907. 4. Aufl., pag. 285.

auf die Summe 100 umgerechnet und die Molekularprocente, die Gruppenwerte, sowie endlich die Gesteinsformel berechnet hat.

Nr. I. Hornblendebiotit-Diorit von Hackelsdorf.

	Gewichtsprocente			Molekularprocente	
Kieselsäure SiO_2	58·18	58·18	58·95	97·60	63·49
Tonerde Al_2O_3	17·00	17·00	17·02	16·85	10·96
Eisenoxyd Fe_2O_3	2·02	—	—	—	—
Eisenoxydul FeO	5·20	7·02	7·11	9·87	6·42
Magnesia MgO	3·93	3·93	3·98	9·85	6·40
Kalkerde CaO	5·90	5·90	5·98	10·66	6·93
Kali K_2O	2·96	2·96	3·00	3·18	2·06
Natron Na_2O	3·40	3·40	3·44	5·54	3·60
Phosphorsäure P_2O_5 . .	0·32	0·32	0·32	0·23	0·14
Glühverlust (Wasser) .	0·74	—	—	—	—
	99·65	98·71	100·00	153·78	100 00

Gruppenwerte:

$$S = 63·49, A = 5·66, C = 5·30, F = 14·45, n = 6·36.$$

Gesteinsformel:

$$s_{63·5} a_{4·4} c_{4·2} f_{11·4} n_{6·4} \beta\text{-Reihe.}$$

Aus den obigen Analysenwerten ergibt sich mit Sicherheit, daß unser Diorit nicht die chemische Zusammensetzung eines Tonalits, in mineralischer Hinsicht nicht die eines Monzonits besitzt. Daß der Hornblendegneis „ein mit Gneisstruktur ausgestatteter Amphibolgranitit“ sei, wie G. v. Bukowski meint, beruht wohl auf einem Irrtum, hierzu fehlt dem Gestein die nötige Menge Orthoklas und Quarz, welche darin nur eine nebensächliche Rolle spielen.

Vergleichen wir obige Gesteinsformel mit den Osann'schen Typenformeln, so finden wir, daß unser Diorit dem Typus S we etgrass mit der dafür berechneten Typenformel $S_{61·5} A_{3·5} C_{5·5} F_{11}$ am nächsten steht, welcher meist quarzführende Hornblendediorite umfaßt.

Die Berechnung der Kieselsäure ergibt, daß

$$5·66 A = 33·96 \text{ Mol}\% \text{ Si erfordern}$$

$$5·30 C = 10·60 \text{ Mol}\% \text{ Si erfordern}$$

es bleiben daher für $F = 14·45$ noch 18·93 SiO_2 , was zur Bildung von Metasilikaten aus den in F untergebrachten Metalloxyden nicht nur hinreicht, sondern noch eine kleine Menge freien Quarzes ergibt.

Der Durchschnitts-Plagioklas berechnet sich zu $Ab_{11·32} + An_{6·30}$ oder zu $Ab_{68} + An_{32}$, was einem basischen Oligoklas an der Grenze gegen den Andesin entspricht.

Unser Hornblendebiotit-Diorit ist wohl ausnahmslos biotithaltig, dessenungeachtet geht er selten oder gar nicht in eigentlichen Glimmerdiorit über, sondern bleibt stets ein typisches Hornblendegestein.

Die Dioritbrüche der Kremsierer Steinindustrie-Gesellschaft.

Vom westlichen Ausgange des Dorfes Buschin am Jokelsbache gegen Jokelsdorf und Hackelsdorf aufwärts kommen wir nach einviertelstündiger Wanderung zu den Steinbrüchen der gedachten Gesellschaft. Wir sehen nun an den dortigen vorzüglichen Aufschlüssen, daß der herrschende Diorit in 1·2 bis 1·6 *m* mächtigen Bänken abgeseondert ist, das Streichen der letzteren ist 2 h 0 gd; das Einfallen nach 20 h 0 gd ungefähr unter \sphericalangle 45° erfolgt. Nach Maßgabe einer vorläufigen Untersuchung des Jokelsdorfer Diorits u. d. b. M. konnte ich den Befund C. v. Johns bestätigen, und zwar erkannte ich an den Streupräparaten als Hauptkomponenten farblosen Plagioklas, glasigen Quarz, olivgrüne Hornblende und in ihrer Vertretung als gleichwertigen damit innig verwachsenen Gemengteil braunen Biotit, der durch seinen starken metallartigen Perlmutterglanz ausgezeichnet ist; derselbe zeigt fast immer Durchlochungen von Plagioglas; akzessorisch sind zahlreiche gelbbraune Titanite, Magnetit in $\times\times$ und Körnern, zum Teil limonitisiert. — Der Biotit setzt sich bei fortschreitender Verwitterung in Chlorit um, davon die modifizierten Gesteinspartien zunehmende Mengen führen, worunter selbstredend die Steinqualität leidet. Die Hornblende ist mitunter schilfig-stenglig, zumeist aber blättrig, selten ist sie idiomorph ausgebildet mit Querabsonderung \perp c.

Der schöne Jokelsdorfer Diorit wurde von der obgenannten Gesellschaft in mehreren Steinbrüchen für Hausteinzwecke ausgebeutet und daraus hauptsächlich Grabmonumente erzeugt. Diese Steinerzeugnisse ließen im geschliffenen Zustande an edler Steinpracht sowie Eleganz nichts zu wünschen übrig und ist es daher von diesem Gesichtspunkte lebhaft zu bedauern, daß die gedachte Gesellschaft den hoffnungsvollen Betrieb wieder eingestellt hat. Es ist dem Verf. nicht bekannt, welche Ursachen zu diesem traurigen Ende geführt haben: ob Geldmangel oder der Stein zu schwer zu bearbeiten war und deshalb die Gesellschaft nicht in die Lage kam, den Wettbewerb mit anderweitigen Erzeugnissen erfolgreich aufzunehmen.

Querprofil durch den Zdiarberg bei Nieder-Eisenberg, und die Höhe Stražnica bei Hosterlitz.

Westlich Ober-Eisenberg stößt man zunächst auf stark verwitterte Tonschiefer und sandiggrauwackige Gesteine von dickschiefriger und kleinwürfeliger Beschaffenheit, welche letztere an den östlichen Gehängen des Zdiarberges in mannigfaltige Hornfelse verlaufen und von zahlreichen Lagern des Amphibolits und Hornblendeschiefers durchschwärmt werden. Lokal schalten sich den herrschenden Hornfelsen Gneisglimmerschiefer ein, insbesondere nächst dem daselbst ungefähr 300 *m* breiten Serpentinstockwerk. — Jenseits, das heißt westlich des letzteren begegnen wir mächtigen und mannigfaltigen Hornfelsen, denen sich auch hier lokal Gneisglimmerschiefer, Glimmerschiefer und zum Teil mächtige Amphibolite einschalten, womit die Reihe der kontaktmetamorphischen Sedimentgesteine schließt. Man achte

auf die große Aehnlichkeit der Hornfelsgesteine vor und hinter der Buschiner Querverwerfung, welche so weit geht, daß sich G. v. Bukowski genötigt sah, seinen „Gneis von Hohenstadt“ (richtig Hornfels) auch in der Umgebung des Zdiarberges festzustellen und in das Kartenblatt Mähr.-Neustadt—Schönberg einzuzichnen.

Nun folgen die Gabbroamphibolite und Gabbroamphibolschiefer, basische Randbildungen am Liegenden des Dioritgabbroganges, worauf sich Hornblendebiotit-Diorit selbst in breiter Zone entwickelt — nun wirft sich in der Gangmitte eine mächtige basische Ausscheidung von Gabbroamphiboliten ein, darauf wir zum zweiten Male einer breiten Masse von Hornblendebiotit-Diorit begegnen; endlich finden wir korrespondierend am Hangendsaalbände abermals unserem Gange angehörige Amphibolitmassen ausgeschieden. Der Symmetrie entsprechend stoßen wir schließlich auf den Hangendflügel der Schieferumwallung in Gestalt dunkler Phyllite und verwitterter Tonschiefer, womit das in Rede stehende Querprofil endigt.

Speziell die sedimentogene Schieferserie am Ostgehänge des Zdiarberges (also im Liegenden des Dioritganges) läßt einen hochwichtigen und charakteristischen Kontakthof in regelmäßiger Ausbildung erkennen, welcher durch natürliche Entblößungen gut abgeschlossen ist. Wie wir oben gesehen haben, herrschen hier allgemein Hornfelse vor, welche aus sandig-grauwackigen Gesteinen hervorgegangen sind und durch Gneisglimmerschiefer bis zum umverkehrten Tonschiefer allmähig abklingen. Innerhalb dieser Kontaktzone ist die Intensität der Umwandlung proportional der Entfernung vom Diorit. Die kontaktmetamorphisch beeinflussten Teile unserer Schieferhülle erreichen eine Gesamtbreite von 1300 m, davon 600 m auf die Hornfelse, 300 m auf den Serpentinzug Taubenberg—Zdiarberg und 400 m auf Gneisglimmerschiefer, Phyllite und Tonschiefer entfallen.

Die letztgedachten Phyllite und Tonschiefer des Marchtales enthalten an ihrer Liegendgrenze gegen den Chloritgneis des Kepernikgneismassiv, zwei Lagerzüge von blaugrauem unterdevonischem Kalkstein, in deren Begleitung bei Ober-Eisenberg—Hosterlitz und Nikles Brauneisenerze auftreten, darauf im vorigen Jahrhundert ein umfangreicher Bergbau umging, und zwar sind die Erze in dem Hochofen zu Aloistal verschmolzen worden. Auf den gedachten Kalksteinlagern geht in der Umgebung von Böhm.-Märzdorf ein lebhafter Steinbruchsbetrieb um, und zwar wird der Kalkstein in dem dortigen Ringofen zu Baukalk gebrannt. — Das umstehende Querprofil Fig. 1 durch den Zdiarberg liefert ein übersichtliches Bild von den betreffenden Lagerungsverhältnissen.

Die Hornfelse des Dioritkontakthofes in der Umgebung des Zdiarberges und seiner Ausläufer.

Auf dem Feldwege, welcher von Ober-Hosterlitz nach dem Zdiarberge abbiegt, sind die gedachten Hornfelse zutage anstehend, sie sind dickschiefrig bis plattig, selten dünnstiefelig, dicht, jedoch wenig

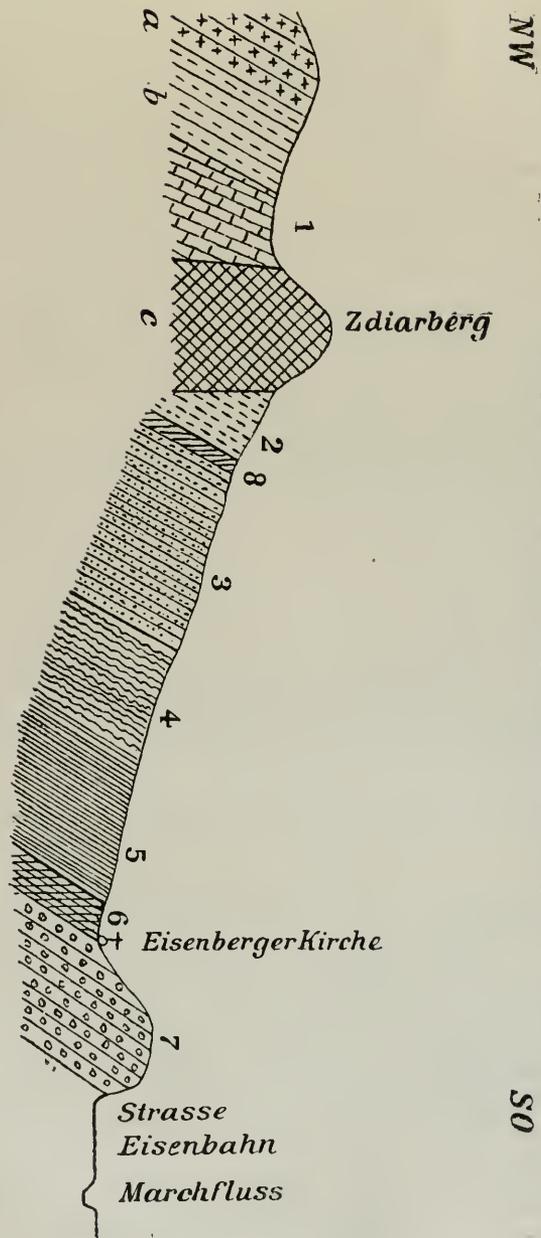


Fig. 1.
Querprofil durch den Zdiarberg bei Nieder-Eisenberg.

- a = Hornblendebiotitdiorit. — b = Gabbro-Amphibolit. — c = Lherzolithserpentin.
- 1 = Hornfelse. — 2 = Muskovitgneis. — 3 = Gneisglimmerschiefer. — 4 = Pyllit. — 5 = Tonschiefer. — 6 = Kalkstein.
- 7 = Chloritgneis. — 8 = unbestimmte Amphibolite.

fest, pseudorhomboëdrisch kleinspaltig, Bruch splittig. Das Streichen wurde mit 2 h 0 gd, das Verfläichen 20 h unter $\angle 40-45^\circ$ observiert. Der Hornfels besteht daselbst aus folgenden Komponenten: Fettglänzender Quarz ist Hauptgemengteil, wenig Feldspat, mäßig eingestreut mehr oder weniger stark verwittert Biotit, daneben findet sich etwas Muskovit, beide Glimmer in kleinsten Schuppen ausgebildet, zahlreiche große Granatkörner, zum Teil zehnmal größer als das Korn der übrigen Gemengteile, zuweilen randlich chloritisiert, viele stark metallisch glänzende Magnetitkörner nebst zahlreichen Büscheln von Sillimanit. Das Gestein ist somit als ein sillimanit- und granatführender Hornfels zu bezeichnen.

a) Disthen — Feldspat — Hornfels.

Weiter bergaufwärts am Nordgehänge der nördlichsten (fünften) Felskuppe des Zdiarberges, das gegen Unter-Hosterlitz abdacht, wurde in dortigen Hohlwegen ein feinkörniger Hornfels zutage anstehend getroffen, worin die Menge des Disthen so vorherrschend wird, daß er mit dem innig verwachsenen Feldspat sowie dem dazwischen in Lagen eingeschalteten Quarz zu den Hauptgemengteilen gestellt werden muß, dagegen fleischroter Andalusit nur Nebengemengteil ist. Akzessorisch sind sehr viele Körnchen und Oktaederchen von Magnetit im ganzen Gestein allüberall eingesprengt (der gern zu Limonit höher oxydiert), auf Strukturflächen warzenförmiger Ilmenit und schließlich spärliche Aggregate des Muskovit.

Der erst u. d. binok. M. erkennbare Disthen tritt in überaus feinen Nadeln und Fasern zu Büscheln und gedrehten Strähnen geordnet auf, zuweilen ist er radialfaserig und rosettenförmig, die Aggregate des öfteren zu einem Filz verwoben; seine Nadeln erscheinen säulenförmig, weiß, grau und erbsgelb, ihre Lage zur alten Schieferungsebene kann eine beliebige sein. Es wechseln Lagen des Feldspats mit dem filzigen und büscheligen sowie strähnigen Disthen verwachsen einerseits, und mit den Quarzlagen andererseits, dabei sind die feinen Disthenfasern meist parallel zur Schieferungsebene gestreckt und darin kreuz und quer gelagert. Derselbe ist oft in überaus feinschuppigen Serizit umgewandelt.

Im Dünnschliff u. d. P. M. erkennen wir, daß diese Felsart wesentlich aus Feldspaten, und zwar Orthoklas nebst Plagioklas besteht, um dessen Kristalle und Körner sich ein nadeliges und säuliges Mineralaggregat flaserig herumlegt, beziehungsweise dasselbe scheinbar umfließt sowie die Feldspate durchspießt. Quarz scheint bis auf einige Einschlüsse in den Feldspaten ganz zu fehlen, Glimmer suchen wir vergeblich. Das nadel- und säulenförmige Mineral erkennen wir mit völliger Gewißheit als Disthen.

Der letztere ist im durchfallenden Licht weingelb und blaßblau; der Pleochroismus zwischen bläulich, hellgelb und farblos wechselt; im Habitus langnadelig und säulenförmig nach *c*, ohne terminale Kristallflächen, gewöhnlich zackig abgebrochen oder pinselähnlich ausgefasert; fast durchwegs Zwillinge, selbst die feinsten Nadeln sind Zwillingshäftlinge nach dem Gesetz Zwillingsebene *M*,

Drehungsachse die Normale darauf, sehr häufig nach Art der Plagioklase polysynthetisch wiederholt; auch staurolithähnliche Durchkreuzungszwillinge nach (212) und anderen Flächen, jedoch nicht in gleicher Vollkommenheit wie am Staurolith. Die Spaltbarkeit durch scharfe Längsrisse parallel (100) markiert, ist sehr vollkommen, die Spaltrisse nach (010) weniger vollkommen, hierzu tritt noch eine basische Absonderung nach (001) fast immer vorhanden, jedoch die groben Risse spärlich eingeteilt. Die Lichtbrechung ist hoch $n = 1.72$, daher das hohe Relief, wodurch sich die Disthenaggregate von ihrem feldspatigen Untergrunde scharf abheben; die Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.013$ nach Maßgabe der intensiv goldgelben Interferenzfarben, dagegen $\gamma - \beta$ nur 0.007. Die Achsenebene geht durch den ebenen spitzen Winkel von (100) und ist zirka 33° gegen c geneigt, die spitze negative Bisektrix steht fast senkrecht auf (100). Die gemessene Auslöschungsschiefe auf M (100) wurde $\sphericalangle c : c 33^\circ$ gefunden, dagegen ist die schiefe Auslöschung auf T (010) mit $5-8^\circ$ ermittelt worden.

Der Orthoklas ist durch seine Aggregatpolarisation bemerkenswert, er ist da und dort braun und schwarz bestäubt, auch enthält er öfters als Einschluß einzelne Quarzkristalle der komb. Form $\infty P.R.$ — R deutlich unterscheidbar; selten ist er mit zahllosen punktartigen Quarzkörnchen granophyrisch durchlocht. — Der nicht zu häufige Plagioklas ist durch seine überaus feinen Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz charakterisiert, was auf dessen sauren Charakter schließen läßt. Der Andalusit gehört bloß zu den Nebengemengteilen, er ist in der Regel so stark mit Graphitstaub erfüllt, daß er völlig schwarz und undurchsichtig wird, was seine Feststellung erschwert, das Relief der Andalusitkörner erhebt sich nur wenig über deren feldspatige Umgebung; die Schnitte desselben sind in der Regel unregelmäßig, des öfteren aber auch quadratisch geformt. — An die Disthenaggregate gebunden, finden wir häufig größere Kristalle und Körner von opakem schwarzem Magnetit.

Die Struktur dieser Hornfelse ist nicht richtungslos, vielmehr tritt die alte Schieferung in einer angenähert parallelen Anordnung des faserigen Disthen hervor, worin auch die nematoblastische Struktur des Gesteins begründet erscheint. Die vorstehend geschilderten Gemengteile stoßen entweder stumpf, zumeist aber etwas zackig aneinander, stehen also unter sich im Hornfelsverband.

b) Andalusit—Plagioklas—Hornfels nächst dem unteren Serpentinbruch bei Buschin.

In nicht minderem Grade charakteristisch und von hohem Interesse sind jene Hornfelse, die sich unmittelbar im Liegenden und Hangenden des Serpentinstockwerkes dicht unterhalb Buschin am linken Steilufer des Jokelsbaches ausbreiten und insbesondere am Liegenden des Serpentin vorzüglich aufgeschlossen sind. Diese überaus dichten Gesteine sind infolge von Pressungen im hohen Grade zerklüftet, demzufolge kleinklüftig und würfelig spaltbar, übrigens sehr zähe und fest, von muscheligem bis unebenem Bruch; ihr Korn ist

jedoch so klein, daß der Mineralbestand durch das binok. Mikr. an Streupräparaten nicht aufgelöst werden kann. Gelegentlich entwickeln sich darin Schmitze und Lagen grobkörniger Gneisglimmerschiefer; als weitaus vorwaltender Typus ist jedoch ein überaus dichter, grünlichgrauer Hornfels vertreten, welcher ebenfalls durch die dioritisch-gabbroide Kontaktmetamorphose zu Hornfels geworden.

Das mikroskopische Dünnschliffbild gestaltet sich folgendermaßen: Als Hauptgemengteile sind deutlich zu erkennen Quarz, Feldspat und Andalusit, die sich betreffs ihrer Mengenverhältnisse das Gleichgewicht halten und ein teils mittelkörniges, stellenweise mehr feinkörniges Gemenge vorstellen; darin liegen durch den ganzen Schliff verbreitet zahllose Skelette (keine Kristalle) von Hornblende, ferner sind zu nennen Graphitpartikeln, in der Regel als Einsschluß im Andalusit; eingesprengt sind ferner Magnetit in modellscharfen Kristallen und schlackenähnlichen Ilmenitformen. Zwischenräumlich der Körner gedachter Hauptgemengteile ziehen sich überaus feinkörnige Schmitze hindurch, welche auf das Bindemittel des Ursprungsgesteines hinweisen, womit örtlich Parallelstruktur angedeutet wird, beziehungsweise Körnerreihen ergibt. — Außerdem ist der Schliff von merkwürdigen Adern nach verschiedenen Richtungen durchzogen, welche mit Skeletten der Hornblende, kleinsten Kristallen von Andalusit, Körnchen von Quarz und Feldspat sowie feinsten Graphitteilchen erfüllt sind, es sind dies zweifellos sekundäre Infiltrationen. Durch die mehr oder weniger im Gestein angereicherte Hornblende empfängt dasselbe einen graugrünlischen Stich. Uebrigens herrscht in unserem Gestein Hornfelsverband, teils mit stumpfem Anstoßen der Körner, namentlich der Andalusite, teils nicht mit verzahntem, wohl aber buchtigem Ineinandergreifen. Glimmer fehlen dem Gestein gänzlich.

Den Feldspat im vorliegenden Gestein müssen wir wohl größtenteils dem Plagioklas zurechnen; es sind meist isometrische, zum Teil weizenkornähnliche Körner mit und ohne Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz, selten auch Periklingesetz. Die Auslöschungsschiefe in Schnitten $\perp P$ und M beträgt $\sphericalangle 10$ bis 16° gegen die Trasse der meist schmalen Lamellen gemessen, entsprechend $71\% Ab + 29\% An$, bis $64\% Ab + 36\% An$, was basischen Oligoklas bis sauren Andesin bestimmen läßt. Viele Feldspate erscheinen infolge Verwitterung braun bestäubt.

Selbstredend ist es auch in diesem Falle das Kontaktmineral, der Andalusit, dem sich unser spezielles Interesse zuwendet; er ist teils in quadratischen Querschnitten, teils in rechteckigen Längsschnitten zu sehen, also automorph nach (110); die gute Spaltbarkeit liefert in den Querschnitten überaus feine, sich rechtwinkelig kreuzende Spaltrisse, wodurch sie eine gewisse Ähnlichkeit mit Basisschnitten farbloser Pyroxene erhalten; öfter erscheinen jedoch die Schnitte zugerundet oder sonst verstümmelt. Die geschilderten Säulchen entsprechen dem Verhältnis Dicke zur Länge 1:3 und enthalten massenhaft nicht näher bestimmbare schwarzbraune Punkteinschlüsse, die man als kohlige Substanz deutet? Andere Einschlüsse bestehen aus einzelnen Quarzkörnern und Skeletten der Hornblende.

Im Schlicke erscheint unser Andalusit farblos, aschgrau und schwarzbraun bestäubt, ohne Pleochroismus; Lichtbrechung $n = 1.64$, daher merklich höheres Relief als im Quarz, die Doppelbrechung auf (010) $\gamma - \alpha = 0.011$ demzufolge sattgelbe Interferenzfarben, also höher als im Quarz, der optische Charakter ist negativ.

Die saftgrüne Hornblende bringt nur mannigfaltige Skelette zustande, oder es kommt nur zur Ausbildung kleiner Körner, niemals vermag sie das ihr eigentümliche Prisma zu bilden, obwohl sie intensiv grasgrün gefärbt ist, ihr Pleochroismus sehr schwach oder gar nicht vorhanden, sowie sie auch dergestalt schwach doppelbrechend ist, daß sie kaum auf das polarisierte Licht einwirkt. Dieses Verhalten der Hornblende ist für Kontaktgesteine charakteristisch.

Es kann nach obiger Zusammensetzung kein Zweifel darüber obwalten, daß wir es im vorliegenden Gestein mit einem echten glimmerfreien, andalusitführenden Hornfels zu tun haben.

c) Andalusithornfelse in den Steinbrüchen nächst dem Daubrawitzer Hof bei Nieder-Eisenberg.

An den südwestlichen Ausläufern des Bergrückens „Hora“ genannt, befinden sich oberhalb des Daubrawitzer Wirtschaftshofes, rechts am Wege nach dem fürstlichen Hegerhause zwei große Steinbrüche, welche das Schottermaterial für die Reichs- und Bezirksstraßen der Umgebung liefern, an jener Stelle wo die neue geologische Spezialkarte (1:75.000) Phyllit verzeichnet.

Diese Gesteine von eminent praktischer Bedeutung hat Verf. als Hornfelse erkannt; sie sind überaus feinkörnig und dicht, dabei ungemein zähe und hart, grobschiefrig, in dicken Bänken abgelagert, von muscheligem Bruch, das allgemeine Schichtenstreichen ist 2 h, das Einfallen im ersten Bruche 8 h, im zweiten Bruche 20 h, demzufolge die Schichten daselbst einen Spezialsattel formen. Eine Untersuchung u. d. binok. M. an Streupräparaten vermochte nur soweit Aufklärung zu bringen, daß in den gedachten Steinbrüchen zwei Gesteinsmodifikationen herrschend sind, und zwar ein bläulichgrau meliertes überaus dichtes Gestein, das heißt ein Hornfels, dem wir sogleich unten folgend eine Dünnschliff-Untersuchung widmen wollen, dagegen ist die zweite Felsart ein rötlichgrau meliertes Gestein, worin wir mikroskopisch viele Granatkörner erkennen, das also als ein granatführender Hornfels zu benennen wäre. Die Strukturflächen des ersteren Hornfelses sind mit Kalzit überrindet, demzufolge derselbe mit HCl lebhaft braust und wobei eine ansehnliche Menge von $FeCl$ gelöst wurde.

Im Dünnschliff u. d. P. M. von dem bläulichgrauen Hornfels beobachten wir krummlinig verlaufende Körnerreihen von Andalusit und Quarz als Hauptgemengteilen, zwischen deren Körnern sich ein fast submikroskopisches Aggregat hindurchschlängelt, das wahrscheinlich aus kleinsten graphitischen und quarzigen sowie andalusitischen Partikeln besteht, das allem Anscheine nach aus dem Bindemittel des sedimentogenen Ursprungsgesteins entstanden ist; dasselbe Aggregat läßt zum Teil eine lagenweise Anordnung

erkennen und verrät dadurch die ursprüngliche Schieferung, die im fertigen Hornfels verschwunden ist. Im Schliff regellos verteilt finden sich nest- und aderförmig angehäufte Aggregate von gelbbraunem Titanit (Grothit) nebst feinhaarigem rotbraunem Rutil, welche in ihrem Inneren noch Relikte von Ilmenit bewahren, die uns betreffs der abgelaufenen Umwandlungen nicht im Unklaren lassen. Akzessorisch sind modellscharfe Kristalle von Magnetit und mannigfaltig gefaltete, skelettartige Ilmenitformen und vereinzelte Körner von Plagioklas, dagegen Biotit und Muskovit gänzlich fehlen.

Während den übrigen Gemengteilen (bis auf den Magnetit) automorphe Ausbildung mangelt, eignet solche dem Andalusit im hohen Grade; derselbe bringt vorwiegend quadratische Basisschnitte, weniger parallelogrammische Längsschnitte zur Geltung, welche zusammen dem gedrungenen Prisma (110). (001) entsprechen. Die Spaltbarkeit nach (110) ist in den quadratischen Querschnitten nicht zu erkennen, dagegen bemerkt man in den Längsschnitten sehr feine parallele Längsrisse. Im Dünnschliff aschgrau, ohne Pleochroismus; Achsenebene ist (010) spitze Bisektrix $a = c$, der optische Charakter ist negativ, gerade Auslöschung parallel zu den Prismenkanten, Lichtbrechung $n = 1.64$, demzufolge gegen Quarz höheres Relief, dagegen die Doppelbrechung auf (010) etwa wie Quarz $\gamma - \alpha = 0.007$, dagegen auf (001) nur $\gamma - \beta = 0.005$, daher die graublauen Interferenzfarben. Besonders charakteristisch ist die Anordnung der graphitischen Einschlüsse, womit fast alle Individuen dicht erfüllt sind, sie sind in der Regel zentral angehäuft, hingegen die Ränder der Kristallschnitte frei bleiben; außerdem sind die Andalusitschnitte von einer Unmasse kleinster Quarzkörnchen poikilisch durchwachsen, so daß sie fast gänzlich durchlöchert aussehen. — Die aus den kleinsten Individuen zusammengefügteten Titanitaggregate sind in Form von Nestern und Adern (Grothit), selten in Einzelkristallen (farbloser Titanit), akzessorisch Rutil durch den ganzen Schliff verbreitet. Daß diese Menge Titansäure nicht in dem toniggrauwackigen Ursprungsgestein vorhanden war, ist klar, zweifellos ist sie später durch die dioritisch-gabbroide Kontaktmetamorphose zugeführt worden.

Die Struktur des Gesteins entspricht dem pflasterartigen Hornfelsverband, es findet insofern kein stumpfes Anstoßen der Körner statt, als sie unmittelbar vor dem geschilderten umgewandelten Bindemittel umschlossen werden. Somit stellen es Struktur und Mineralführung außer allen Zweifel, daß wir es in den Steinbrüchen beim Daubrawitzer Hof mit einem für Eruptivkontaktgebilde so überaus charakteristischen Andalusithornfels zu tun haben. — Das zweite in denselben Schotterbrüchen vorkommende, ebenfalls für Beschotterungszwecke ausgebeutete Gestein müssen wir demnach als einen grauatführenden Andalusithornfels bezeichnen.

Mit vorstehenden Untersuchungen ist der Nachweis erbracht, daß in der Umgebung des Serpentinstockwerkes Buschin—Taubenberg—Zdiarberg teils Andalusit-Plagioklas-Hornfelse, teils Disthen-Feldspat-Hornfelse vorherrschend sind, welche den dioritischgabbroiden Ganglakolith in seinem Liegenden begleiten und den Serpentinfels rings umschließen.

Am Linksgehänge des Tschödrichertales ist der kontaktmetamorphisch beeinflusste Schiefermantel auf der Anhöhe Stražnitza bei Hosterlitz rund 700 m mächtig und zeigt folgende Entwicklung:

Zunächst treffen wir auf dem Feldwege, welcher aus dem Oberdorf nach der Stražnitza führt

1. stark verwitterte Tonschiefer und Phyllite,
2. rostigbraungelbe granatführende Muskovitschiefer blättrig und schiefrig.

Bevor wir in den Hochwald am Ostgehänge des Wolfsberges (Kote 568 m der Spezialkarte 1:75.000) eintreten, finden sich weiter

3. dichte dunkelgraue Andalusithornfelse mit eingesprengter Hornblende und Biotit,

4. dichter erbsgelber Biotithornfels mit neugebildetem Granat, harzglänzendem Staurotith, Turmalin (Schörl) und metallisch glänzendem Magnetit eingesprengt. Alsdann beschließen diese Reihe der Kontaktgebilde:

5. dichter erdfarbiger und erbsgelber normaler Hornfels mit spärlichem Biotit und Muskovit, viel eingesprengtem Magnetit, der gern zu Limonit verwittert. Solcher Hornfels ist besonders mächtig entwickelt in der Zone, welche unmittelbar an die Gabbroamphibolite am Liegendsaalbande der Dioritgabbroganges anstößt.

Der Hornfelszone sind Hornblendeschiefer, beziehungsweise Amphibolite von geringer Mächtigkeit eingelagert; die Breite der ersteren beträgt auch hierorts beiläufig 600 m.

Der große Dioritgabbrogang zeigt auch im Tschödrichertal eine Breite von rund 2 km und besitzt genau wie bei Buschin außer den beiden Amphibolitziügen am Liegend- und Hangend-Saalbande eine auffallend mächtige Gabbroamphibolitzone in zentraler Lage, welche ungefähr 600 m in der Breite mißt und speziell in der Waldstrecke Bukowa und auf der Karlovahora mit ihren dunklen und wild zerklüfteten Felsmassen zutage ansteht.

Die gewaltigen Dioritmassen in der bezeichneten Lokalität sind als quarzführender Hornblendebiotit-Diorit, und zwar in zwei Varietäten vertreten: einer dunklen mit viel tombakbraunem Biotit, dann einer hellen Varietät, darin der letztere zurücksteht, dagegen Plagioklas sich mehr in den Vordergrund schiebt, dem sich Quarz zugesellt. Beide Varietäten enthalten als Gemengteile grüne und braune Hornblende mit dem Biotit innig verwachsen, akzessorisch sind viele Körner und Kristalle von braun- und goldgelbem Titanit sowie auch Rutil häufig mit dem Biotit verwachsen, Magnetit scheint nicht zu fehlen. In der hellen Dioritvarietät überwiegt die Menge der Hornblende den Biotit; auf ihren Verwitterungsflächen kann man deutlich unterscheiden, daß die Menge des Quarzes gegen diejenige des Plagioklases wohl zurücksteht, aber immerhin sehr erheblich ist; schätzungsweise besteht unser Gestein aus 50 % Hornblende und Biotit, 30 % Plagioklas und 20 % Quarz. Solcher Quarzglimmerdiorit ist namentlich auf der Karlovahora in 1.5 m mächtigen, nach 2 h streichenden, 20 h fallenden Bänken abgesondert und hier in großen

nackten Felsmassen zutage anstehend, so daß in dieser Lokalität als auch am Wolfsberg Gelegenheit geboten wäre, den Diorit in großen Werkstücken für die Steinindustrie auszubeuten.

Daß Kalksilikatfelse unter den durch unseren Ganglakkolithen hervorgerufenen Kontaktgebilden nicht fehlen, überzeugte sich Verf. im Nicklesgraben, wo man am Hangenden des gedachten großen Dioritgabbroganges an der Grenze gegen die Serpentinfelsmassen des großen Lerchberges Kontaktgebilde beobachtete, welche insbesondere durch ihre ausgebreitete Epidot- und Granatbildung charakterisiert sind. Dieses Gestein besteht im vorliegenden Falle aus einem überaus feinkörnigen Gemenge von neugebildetem Epidot, Granat, Pyroxen (Diopsid?), Plagioklas nebst Chlorit, akzess. Titanit und Ilmenit, worin sich viel Kalzit als Reste der Ursprungsgesteine erhalten hat. — Indem die Hauptkomponenten dieser Kontaktgebilde auseinander treten, wird Epidotfels nebst Granatfels ausgebildet, oder Epidot und Granat folgen sich in abwechselnden Lagen und Trümmern, so wie auch das Kontaktgestein bloß durch Epidot gelbgrün oder durch Granat orangerot gefleckt ist. Speziell der Epidotgranatfels ist stellenweise mehr oder weniger porös und erhält dadurch das Aussehen eines Sinterungsproduktes. Die gedachten Kontaktgesteine brausen stark mit Säuren, welche Reaktion ebenfalls auf die Anwesenheit eines bedeutenden Kalzitgehaltes hinweist.

Diese Kalksilikatfelse sind jedenfalls auf die dioritisch-gabbroide Kontaktmetamorphose zurückzuführen und nicht etwa auf die Einwirkung der ultrabasischen Eruptivgesteine (Serpentinstöcke), weil die Möglichkeit der Kontaktmetamorphose bereits früher erschöpft war, denn die gedachten Kontaktgebilde hatten bereits vor den ultrabasischen Nachschüben ihre vollkristalline Beschaffenheit erlangt.

Querprofil des metamorphen Dioritgabbroganges im oberen Marchtal oberhalb Hannsdorf.

Ein großartiges natürliches Querprofil durch den gedachten gigantischen Ganglakkolith und seiner symmetrischen kontaktmetamorphen Schieferumwallung liefert das obere Marchtal zwischen Hannsdorf und Blaschke, welches hier als typisches Quertal verläuft, vervollständigt durch die instruktiven Aufschlüsse längs der mährischen Grenzbahn, und zwar tiefe Felseinschnitte und große Tunnelanlagen.

Unmittelbar westlich der Station Hannsdorf bis zur nächsten Wegübersetzung stehen tonschieferähnliche Phyllite an, die von Minettefelsingängen durchsetzt werden; nun folgt eine mächtige Partie muskovit-biotitreicher Schiefergneise und zuletzt jene Hornfelszone, welche sich gegen die Kolonie Weinberg fortsetzt, womit die sedimentogene kontaktmetamorphische Gesteinsserie abschließt. — Nun folgt die mächtige Masse der Gabbroamphibolite des Liegendzuges, darauf liegt der dunkle grobkörnige Hornblendebiotitdiorit, welcher von hier über Waltersdorf, Hohenseibersdorf, Kratzdorf gegen NNO fortstreicht. Der Hornblendebiotitdiorit läßt auch hier durchwegs NW-Fallen seiner

dicken Bänke erkennen und liegt darin der Blaschker-Tunnel. Am Westausgange des letzteren beginnt jene mächtige Partie der hangenden Gabbroamphibolite, welche bei dem Bahnviadukt nächst den letzten Häusern von Blaschke die Bahnstrecke übersetzt, hier auf ungefähr 100 m vorzüglich durch den Felseinschnitt aufgeschlossen ist und daselbst Glaukophanite umschließt, welche bisher gänzlich unbekannt geblieben sind, daher weiter unten der Gegenstand eingehender Untersuchung werden sollen. Die Amphibolitzone streicht konform dem allgemeinen Gangstreichen nach NNO mit steilem Westfallen.

Um den symmetrischen Bau der sedimentären Schieferumwallung zu vervollständigen, setzt nun eine eingeklemmte, steil aufgerichtete Partie von blauschwarzem glimmerschieferähnlichem Phyllit ein, speziell bei Woitzdorf mit südöstlichem, also gegen die Dioritgabbrozone gerichtetem Einfallen.

Vor und hinter dem langen Woitzdorfer Tunnel finden wir rote Muskovit-Augengneise mit NW-Fallen; sie sind feldspatreich und halten bis zum westlichen Ausgang der Station Grumberg-Mohrau an, wo sie steil aufgerichtetes SO-Fallen darbieten. Nun übersetzt die Bahn die March, verläßt das rechte Ufer und entwickelt sich am linken und hier stehen beim Gasthause Langer typische graue Biotitaugengneise, welche sehr feldspatreich, über Kleinmohrau hinaus in mächtiger Zone verbreitet sind und steiles wechselndes Einfallen ihrer Bänke beobachten lassen. Diese Augengneise gehören bereits jener ausgebreiteten Zone von Intrusivgneisen an, aus denen der meridionale Koppenzug des Spieglitzer Schneegebirges aufgebaut erscheint. —

In dem Erosionsgraben, welcher hinter der Eisenbahnstation Hannsdorf gegen die einsame Kolonie Weinberg (am Römerberge Kote 666 m) hinaufführt, kann die kontaktmetamorphische Gesteinszone unseres Ganglakkolithen in guten Aufschlüssen studiert werden. Daselbst sind am linken Grabengehänge hauptsächlich einförmige Hornfelse verbreitet, dagegen am Rechtsgehänge mannigfaltige sedimentäre Schiefergneise in nackten Felsmassen zutage anstehen, und zwar solche, die reich sind an tombakbraunem Biotit, andere aber neben kleinschuppigem Biotit viel großschuppigen Muskovit führen; demselben sind Lager von Feldspat-Amphiboliten eingeschaltet. —

Oben pag. 7 erwähnte Liegendphyllite mit ihren Kalksteinlagern lassen sich einerseits in der Richtung gegen SSW längs des Marchtales bis dicht vor Ober-Eisenberg verfolgen; anderseits gegen NNO füllen sie die Gebirgsrinne des Mittelbordtales und des Ramsauer Joches aus und verbreiten sich innerhalb der stehenden Gebirgsfalte (Sattel und angrenzende Mulde) zwischen Goldenstein und Mährisch-Altstadt. —

Die Fortsetzung der Phyllite am Hangenden finden wir einerseits südsüdwestlich bei Niklesdorf, wo sie als Glimmerschiefer ausgebildet von mächtigen Serpentinstöcken durchbrochen werden, in derselben Richtung finden wir sie an der Buschiner Querstörung auf dem Berge Hambalek; anderseits in nordnordöstlicher Streichsrichtung hat sie Verf. bei Neudorf und vor

Neu-Rumburg zwischen dem Dioritgabbrogang und der weit verbreiteten Zone grobkörniger bunter Biotitmuskovitgneise eingeklemmt gefunden. — Westlich Kunzendorf am Kunzenberge und seinen südlichen Ausläufern lagern zunächst den Dioritmassen: Graphithaltige Amphibolite, Glimmerschiefer und dunkle Phyllite als auch helle Hornfelse, demnach eine Schichtenserie, wie wir sie am entgegengesetzten Saalbande unseres gangartigen Lakkolithen, nämlich auf dem Klein- und Groß-Würbener Gebirgssattel mit seinen Graphitflözen weiter unten antreffen werden. —

Gabbro-Amphibolite und Gabbro-Glaukophanite nächst Blaschke im oberen Marchtal.

Längs der Eisenbahnstrecke Hannsdorf—Grulich im oberen Marchtal stoßen wir bei dem ersten Eisenbahnviadukt oberhalb der Haltestelle Blaschke auf den hangenden Amphibolitzug unseres großen Dioritgabbroganges, welcher daselbst durch einen tiefen Felseinschnitt vorzüglich aufgeschlossen ist. Der Amphibolitzug ist an dieser Stelle ungefähr 120 m breit und ist hauptsächlich aus Feldspat-Amphiboliten, untergeordneten Hornblendeschiefern zusammengesetzt, welche deutlich Bankung und Schieferung erkennen lassen, sie stehen fast am Kopf oder schießen steil nach Westen ein. — Dann fallen uns sofort die hellblaugrünen Glaukophanite auf, die 6 bis 8 m mächtige Einschaltungen bilden und mit den schwarzgrünen Amphiboliten in Wechsellagerung stehen, sowie sie am Liegenden und Hangenden unseres Amphibolitzuges in gleicher oder auch stärkerer Mächtigkeit auftreten, oder sie setzen unregelmäßig mehr oder weniger umfangreiche Zonen zusammen. Bei genauer Betrachtung finden wir auch die dunklen Amphibolite von den hellblaugrün gefärbten Glaukophaniten in Adern und Trümmern durchzogen.

Der makroskopische Befund ergibt, daß der Glaukophanit als ein grünblaues und blaugraues, weiß gestreiftes oder weiß geflecktes, dickbankiges und dickschiefriges Gestein mit dichtem bis feinkörnigem Gefüge erscheint. Die beiden Hauptgemengteile Glaukophan und Feldspat stehen teils im innigen Gemenge, teils in lagenweiser Anordnung; hierzu gesellen sich Relikte von gemeiner Hornblende und geringe Mengen von Ilmenit. U. d. binok. Mikr. erkennt man an Streupräparaten, daß der Glaukophan teils blättrigen, teils stengeligen, weniger einen ausgesprochen prismatischen Habitus besitzt, welcher bis zur Feinblättrigkeit und Feinfasrigkeit herabsinken kann; die Blätter und Fasern meist parallel, aber auch verworren und verfilzt angeordnet; seine Farbe ist im Auffalllicht hellblaugrau bis tiefblaugrau, im Durchfalllicht hellblau bis farblos; diese Farben übergehen in anderen dieser Glaukophane in hellblaugrau, beziehungsweise gelblichgrün; der Strich ist bläulichgrau, Glasglanz herrschend, auf Spaltflächen Perlmutterglanz. — Inmitten der Glaukophanaggregate findet man eine schwarzgrüne, schilfig-stengelige gemeine Hornblende von ausgesprochen prismatischem Habitus, es sind dies jedoch nur Ueberreste, mit dem Glaukophan durch regelrechte Ueber-

gänge verknüpft. — Der Feldspat ist weiß oder violettrosa gefärbt und in Form unregelmäßiger Körner mit dem Glaukophan innig verwachsen oder in selbständigen Lagen und Streifen konzentriert, als auch mit den Glaukophanlagen in vielfach wiederholter Wechselagerung verknüpft. Zu den untergeordneten Gemengteilen gehört der haarbraune Ilmenit, davon die Feldspat-Glaukophanite zahllose Einzelkörnchen und viele braune Flecken (Häufchen) enthalten, und zwar nicht nur im Glaukophan, sondern teilweise auch im Feldspat.

Im Dünnschliff u. d. P. M. findet man, daß der Glaukophan teils in rundlichen und unregelmäßigen Körnern und Lappen, als auch in langprismatischen Kristallen ausgebildet ist, und zwar letztere begrenzt von $\infty P(110) = 124^\circ 30'$, terminal von $P(111)$. $P \infty (101)$; andere Kristalle von $\infty P(110)$. $\infty P \infty (100)$, wobei die Prismen mit ihren Hauptachsen parallel der Lagen, beziehungsweise Schieferungsebene gestreckt erscheinen, demzufolge man im Querschliff meist Querschnitte der Prismen zu sehen bekommt. (Siehe nebenstehende Textfigur 2); derselbe zeigt ferner ausgezeichnete prismatische Spaltbarkeit nach $\infty P(110)$ mit dicht gedrängten Spaltrissen bis zur Feinfasrigkeit und scharfmarkierte Querabsonderung senkrecht c . Zwillingsbildung nach $\infty P \infty (100)$, oft in mehrfach wiederholten Lamellen eingeschaltet, sowie auch Zwillingsbildung nach $o P(001)$, worauf die scheinbar hemimorphe Ausbildung an den beiden Enden zurückzuführen ist. — Unter den größeren Glaukophankristallen findet man solche, welche quer zur Hauptachse zerbrochen sind und sodann später mit Feldspatmasse wieder ausgeheilt wurden. Verwachsungen des Glaukophan mit Hornblende sind allgemein verbreitet, wie unter \times Nikols aus den entsprechenden Interferenzfarben hervorgeht; hierbei findet man, daß die Längsschnitte der Kristalle an den beiden Enden der c -Achse violett aus Glaukophan, dagegen die Mitte grün aus Hornblende bestehen; oft sind zahlreiche violette und himmelblaue Lamellen des Glaukophan parallel den Spaltrissen nach $\infty P(110)$ der grünen Hornblende eingeschaltet was an Perthit erinnert; umgekehrt sind grüne Lamellen der Hornblende dem violetten Glaukophan interponiert, daher dem Antiperthit ähnlich; wiederum andere Kristalle sind auf grünem Grunde himmelblau gefleckt und umgekehrt. Hieraus ersehen wir die innige Durchdringung der Hornblende- und Glaukophanmoleküle und die Ausbildung der glaukophanartigen Hornblende. — Die Auslöschungsschiefe wurde an zahlreichen Kristallen auf (010) gemessen und zumeist $\sphericalangle c : c = 10^\circ$ im spitzen Winkel β gefunden, es ist also die der c -Achse zunächst liegende Bisektrix, Achse der kleinsten Elastizität c , γ liegt in der Längsrichtung, zum Unterschiede von dem ähnlich gefärbten Riebeckit. Lichtbrechung $n = 1.65$, Doppelbrechung ist $\gamma - \alpha = 0.022$. Der Pleochroismus ist in den sehr dünnen Schliffen a gelblichgrün, b hellblau, c blaugrün, also die Absorption $c > b > a$. Ebene der optischen Achsen ist die Symmetrieebene. Nach diesen Eigenschaften zu schließen gehört unser Glaukophan zu jener Reihe von Übergangsgliedern, welche in der Richtung nach der grünen Hornblende liegen. Manche dem Feldspat zunächst liegende Aggregate von Glaukophan enthalten eine Menge von eingewandertem haarbraunem Ilmenit, der jedoch teilweise zu weißem Leukoxen umgewandelt ist. An manchen größeren

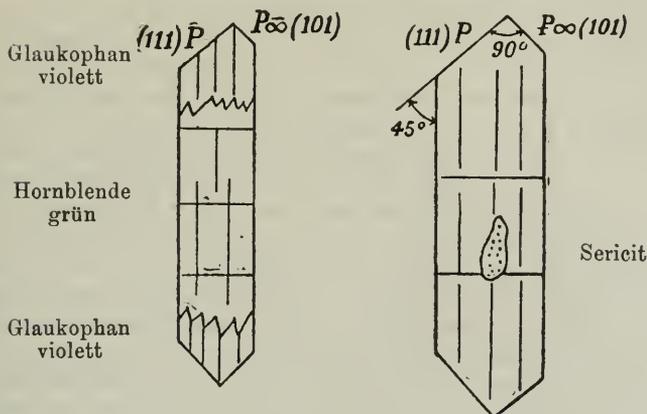
Lappen des Glaukophan konnte ich die Umwandlung in Chlorit feststellen in der Weise, daß sich parallel den Spaltrissen des Glaukophan parallelblättrige Aggregate von schwächer lichtbrechendem lauchgrünem Klinochlor einschalten.

Fig. 2.

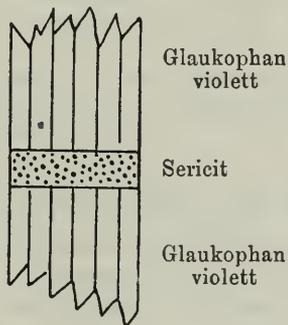
Querschnitte des Glaukophan.



Längsschnitte des Glaukophan.



Zerbrochener großer Glaukophan.



Der Feldspat der mit Glaukophan wechselnden Feldspatlagen ist in größeren Körnern entwickelt, derselbe ist farblos, zeigt aber, wie in Gabbrogesteinen, gewöhnlich eine fleckweise auftretende ausgedehnte haarbraune Färbung, die von staubförmigen Interpositionen herrührt, welche dem Ilmenit angehören und zum Teil opake, rundscheibenförmige und quadratische Durchschnitte erkennen lassen.

Daß es sich tatsächlich um Ilmenit, keinesfalls Magnetit oder Hämatit handelt, geht unzweifelhaft daraus hervor, daß man bei abgeblendeten, Spiegel deutlich die Umwandlung in milchweißen Leukoxen verfolgen kann.

Unter \times Nikols macht man jedoch die überraschende Wahrnehmung, daß sich an Stelle des Feldspates eine überaus feinschuppige bis dichte Mineralmasse ausbreitet, welche im hohen Grade die Erscheinung der Aggregatpolarisation, von geringer Licht- und starker Doppelbrechung, ganz ähnlich dem Muskovit, daher die leuchtenden Interferenzfarben zeigt; vom Feldspat selbst und seiner Textur ist keine Spur mehr übriggeblieben. Es besteht kein Zweifel darüber, daß diese parallelblättrigen, zum Teil rosettenförmigen, überaus winzigen Aggregate zum größten Teile dem Serizit angehören. Andere Feldspatkörner sind in feinkrümelige und erdige Masse umgewandelt, die nur sehr schwache Aggregatpolarisation in niedrigen Interferenzfarben darbietet, was auf sehr schwache Licht- und Doppelbrechung hinweist, dieselben sind wohl zum Kaolin zu stellen. Magnetit ist nur in sehr vereinzelt würfelförmigen opaken Kristallen eingesprengt.

Unter der Einwirkung der Atmosphärien schreitet die Serizitisierung und Kaolinisierung der Feldspäte stetig weiter fort, bis schließlich im einzelnen Falle ein weißes bis grünlichweißes Gestein übrigbleibt, bestehend aus einer feinschuppigen und feinstengeligen sowie feinerdigen Masse, deren Lamellen und Stengel weiß, undurchsichtig sind, nur in dünnen Blättchen und an den Kanten farblos und durchsichtig sind, der Bruch flachmuschlig und feinerdig, mit dem Fingernagel ritzbar, Härte 2.0 . . . spezifisches Gewicht 2.3—2.4, fühlt sich mager an und hängt nicht an der Zunge. In der vorwiegend weißen Mineralmaße von Serizit-Kaolin bemerkt man stellenweise zeisiggrüne und gelbgrün gefärbte Mineralaggregate, welche wohl noch Überreste von Glaukophan, beziehungsweise des Klinochlor darstellen. Zahlreiche sporadisch verteilte, schwarzbraune Flecken dürften sich wohl als Häufchen von Ilmenit zu erkennen geben. —

Bezüglich der Glaukophanbildung sind wir nach Maßgabe der mikroskopischen Beobachtungen zu dem Schlusse berechtigt, daß sich dieselbe epigenetisch in den Feldspat-Amphiboliten und Hornblendeschiefern in der Weise vollzieht, daß zunächst immer mehr Hornblende-Individuen der Glaukophanisation anheimfallen, bis diese ersteren nur noch in wenigen Resten erhalten geblieben sind und schließlich das Glaukophangestein daraus hervorgeht. Betrachtet man die Erscheinungsweise der Amphibolitmassen in dem tiefen Felseinschnitt nächst der Eisenbahnhaltestelle Blaschke und die Verteilung der Glaukophanite innerhalb der ersteren, so scheint der Prozeß der Glaukophanisation von den örtlichen Gesteinsklüften und -Spalten ausgegangen zu sein, die heute noch bestehen oder vor der Adjustierung dieser Gesteinsmassen früher hier bestanden haben, längs welchen die Glaukophanbildung sich vollzogen hat. Allmählig sind davon immer größere Gesteinspartien erfaßt worden, bis der Prozeß schließlich durch die ganze Masse der Glaukophanite gediehen ist; derselbe wurde insbesondere an den

Grenzflächen, das ist am Liegenden und Hangenden der gabbroiden Amphibolitzone begünstigt, wo wir tatsächlich die mächtigeren Glaukopanitlager feststellen konnten. —

Auf Grund obiger Untersuchungen und Beobachtungen hat sich Verf. seine Ansicht über die Entstehung unserer serizitisierten und kaolinisierten Glaukophanite dahin gebildet, daß die Glaukophanisation der Gabbroamphibolite frühzeitig nach der Intrusion des großen metamorphen Dioritgabbroganges und seiner ultrabasischen peridotitischen und yproxenitischen Stockgefölges einsetzte, und zwar ist sie hervorgebracht worden durch juvenile Thermalwässer und Lösungen, welche im Gefolge der gedachten Intrusionen auftraten. Die Serpentinisierung der Pyroxenite und Peridotite, die wir weiter unten im großartigen Maßstabe kennen lernen werden und die Glaukophanisation der Amphibolite sowie die Serizitisierung und Kaolinisierung ihrer Feldspate sind zusammenhängende, ursächlich verknüpfte Vorgänge, welche auf posteruptive Prozesse zurückzuführen sind und in diesem Sinne sich als Wirkungen der Kontaktmetamorphose darstellen, die jedoch nicht allein exogen die Sedimente, sondern auch endogen die Intrusivmassen selbst ergriffen hat. —

Eine primäre Entstehung der Glaukophangesteine wie, sie von dem Vorkommen auf Syra und Syfnos (in den Kykladen) behauptet wurde, ist für unsere Vorkommnisse nach ihrer geologischen Erscheinungsweise und deren Verteilung innerhalb der gabbroiden Amphibolitzone ausgeschlossen, ebensowenig ließen sich im Dünnschliffe u. d. P. M. stichhaltige Beweise dafür erbringen.

Dagegen führten die Untersuchungen amerikanischer Geologen wie Ransomes¹⁾ und Lawson²⁾ zu der Auffassung, daß zwischen den Eruptivgesteinen und glaukophanführenden Gesteinen genetische Beziehungen existieren müssen. Die beiden genannten Forscher sprechen auf Grund ihrer Beobachtungen auf der Insel Angel im Golf von San Francisco die Ansicht aus, die Entstehung der dortigen Glaukophangesteine ist auf eine kontaktmetamorphische Wirkung seitens des Serpentin und anderer basischer Gesteine zurückzuführen; was mit den oben vom Verf. gemachten Erfahrungen in naher Übereinstimmung steht. —

Minettefels und seine exogenen Kontaktgebilde.

Im Gegensatz zu der Erzart „Minette“ (alter Name der lothringischen Eisenooolithe) wird hier das fälschlich Minette benannte Ganggestein zum Unterschied „Minettefels“ genannt.

Der große Liegendzug von Phylliten in der Gebirgsrinne des Mittelbord- und Marchtales ist in dem großen Eisenbahnanschnitt hinter dem Lokomotiv-Heizhause der Station Hannsdorf in einer hoch aufragenden Felspartie über eine ansehnliche Fläche vorzüglich bloßgelegt. Hier ist dem

¹⁾ Univ. of Calif. Bull. of the Dep. of Geol. V. I. N. 7, pag. 211.

²⁾ 15. Annual. Report U. S. Geol. Survey Washington 1895, pag. 431.

Verf. gelungen, schwache Gänge von Minettefels aufzufinden. — Der Phyllit erscheint hier dunkelbraun, fettglänzend und mehr oder weniger tonschieferähnlich, das Schichtstreichen ist h 2, das Verfläichen h 20 und h 21 unter \sphericalangle 45°. Der Minettefels durchbricht diesen Phyllit im speziellen Falle als 0·5 bis 1·25 m mächtiger Gang, dessen Streichen wohl parallel zum Hauptstreichen des Nebengesteins gestreckt ist, dessen Verfläichen jedoch entgegengesetzt steil gegen SO erfolgt oder derselbe erscheint am Kopf stehend.

Der Minettefels hat im frischen Zustande eine dunkelgrauschwarze Farbe, ein meist mittelgroßes bis fast dichtes Korn, darin unter den Gemengteilen auf den ersten Blick sofort ein tiefbrauner Biotit auffällig wird. Derselbe erscheint als ein hypidiomorphkörniges Ganggestein aus der Gefolgschaft der dioritisch-gabbroiden Tiefengesteine unseres großartigen Ganglakkolithen und nach der Beobachtung an Streupräparaten u. d. binok. M. in ausgezeichneter Weise durch die Mineralkombination Biotit-Amphibol-Orthoklas als Hauptgemengteile charakterisiert; akzessorisch ist eisenschwarzer Magnetit und speziell ein mehr oder weniger hoher Gehalt an Magnetkies, welche das hohe spezifische Gewicht des Gesteins bedingen. — In anderen Gangpartien ist die Menge des tiefbraunen Amphibols größer; er vermehrt sich auf Kosten des Biotits und wird alsdann zum ersten Hauptgemengteil; derselbe ist in der Regel schlank säulenförmig, liegt in der Gesteinsmasse richtungslos kreuz und quer umher, des öfteren die Säulen bündelförmig aggregiert.

Am Biotit ist magmatische Korosion öfters festzustellen, er ist gegen Verwitterung sehr widerstandsfähig; es tritt bloß oberflächliche Bleichung unter Ausscheidung von Limonit ein.

Die Umwandlung des Amphibols kann stufenweise von außen nach innen der Individuen fortschreitend verfolgt werden, indem ihr Fe_2O_3 in $2 Fe_2O_3 \cdot 3 H_2O$ übergeht und dadurch eine Gelbfärbung hervorgerufen wird unter Abscheidung von Karbonaten und Limonit im Endstadium. — Als jüngster Gemengteil ist der Feldspat anzusehen, es scheint ein nach M tafelförmiger Orthoklas vorzuliegen? Bei Behandlung des Gesteins mit Säuren zeigt sich lebhaftes Aufbrausen.

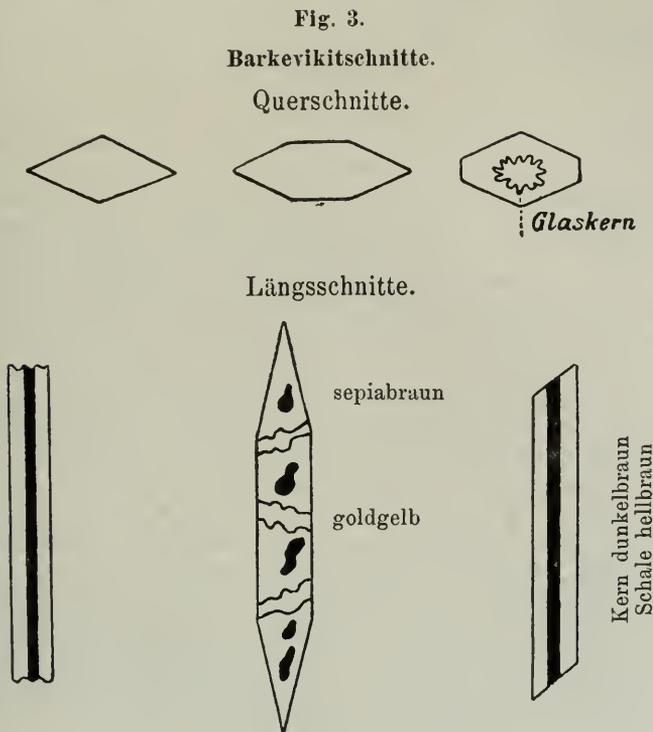
Die Gangstruktur ist eine mehr oder weniger konkretionäre, so daß die Verwitterung wollsackähnliche Blöcke und viele kopfgroße Kugeln und Ovoide liefert, welche aus der übrigen Gesteinsmasse leicht herausfallen. Die Oberfläche dieser Blöcke und Kugeln ist in der Regel mit einer kaffeebraunen, bröckeligen 0·5 bis 5 cm dicken Verwitterungsrinde bedeckt, welche sich im Anfangsstadium auf den Zerklüftungsflächen des Eruptivgesteins bildet und auf die oberwähnten Oxydationsprodukte hinweist.

Dünnschliffbild des Hornblende-Minettefelses.

Die Untersuchung u. d. P. M. hat man an Dünnschliffen der herrschenden feinkörnigen Gesteinsart ausgeführt. Wir finden zunächst, daß die tatsächliche Struktur u. d. M. eine holokristallin-porphyrische ist mit Feldspat als Grundmasse, darin sich eine Unmasse von kleinen Kriställchen basalt. Hornblende beteiligt, die

jedoch mit den großen Individuen derselben derartig übereinstimmen und durch alle Größen miteinander verknüpft sind, daß man unmöglich von einer Wiederkehr ihrer Bildung, oder zwei Generationen sprechen kann. Dasselbe gilt von dem Biotit, welcher den dritten Hauptgemengteil abgibt. —

Der Feldspat ist ausnahmslos ungestreift, ohne jede Zwillingbildung; regellos geformt, selten sind leistenförmige oder rektanguläre Durchschnitte auf Begrenzung durch *P* und *M* oder ∞P hinweisend, die Lichtbrechung $n = 1.52$, die Doppelbrechung nach Maßgabe der



graublauen Interferenzfarben $\gamma - \alpha = 0.006$; zuweilen ist ein schwächer doppelbrechender Kern von einer stärker brechenden Anwachsschale umschlossen. Größere Individuen dieses Feldspates befinden sich in einem mehr oder weniger fortgeschrittenen Zustande der Umwandlung zu zwillingsstreifigem Kalzit und stark doppelbrechendem schuppigem Serizit. Nach diesem Verhalten ist der Feldspat ein Orthoklas mit beigemengtem verstecktem Plagioklas. — Die frischen Feldspäte enthalten massenhaft Einschlüsse von isotropem farblosem Gestein-glas, die öfters so unverhältnismäßig groß sind, daß sie zum Wirt werden; hierzu gesellen sich Einschlüsse von Hornblende- und Biotitmikrolithen; selten ist granophyrische Verwachsung mit überaus feinkörnigem Quarz; solche Erscheinungen verweisen auf fortschreitende

Entglasung eingeklemmter Magmareste in rasch abgekühltem Gestein.

Die Hornblende ist im Schliﬀ tiefbraun (sepiabraun), sie erscheint im hohen Maße automorph, von langprismatischem Habitus, ihre Kombinationsformen sind: (110).(011) oder aber (110).(100).(011) häufig auch (110).(010).(011), außerdem anstatt letzterem steile Pyramide als Endbegrenzung; ohne Zwillingsbildung. — Die Spaltrisse nach (110) sehr zart oder ganz fehlend; die Lichtbrechung ist $n = 1.72$, die Doppelbrechung nach den düsteren blaugrünen Interferenzfarben $\gamma - \alpha = 0.024$, es kommen jedoch die letzteren wegen der tiefen Eigenfarbe nicht immer zur Geltung. Von Quersprüngen aus verbreitet sich in den großen Individuen eine stärkere doppelbrechende Hornblendesubstanz mit $\gamma - \alpha = 0.030$ nach den goldgelben Interferenzfarben zu schließen, diese löscht jedoch infolge Achsendispersion nur schwer oder in keiner Stellung aus. Die Auslöschungsschiefe $\sphericalangle c : c$ beträgt im Durchschnitt 8° im stumpfen $\sphericalangle \beta$, der Pleochroismus ist kräftig a hellbraun, b braun auch gleich, c dunkelbraun bis rotbraun; Zonarstruktur derartig, daß ein tiefdunkelbrauner Kern von einer schwächeren hellbraunen Schale umschlossen wird, andere Kristalle in solchen Farben gefleckt. Die großen Hornblenden sind mindestens 10- bis 20 mal größer als die kleinen Hornblende-Mikrolithe. Diesem Verhalten zufolge ist diese Hornblende eine basaltische vom Typus Barkevikit.

Die zweite Art der Hornblende, welche mit der ersten Art durch Uebergänge verknüpft ist und damit im Habitus genau übereinstimmt, ist dagegen sehr blaßbräunlich bis farblos, die Lichtbrechung viel schwächer als in der I. Art, die Doppelbrechung verweist nach den weißlichen, grüngelben Interferenzfarben hoher Ordnung auf $\gamma - \alpha = 0.072$. Die Auslöschungsschiefe $c : c$ schwankt um $5-8^\circ$ im stumpfen $\sphericalangle \beta$. Pleochroismus kaum merklich, Absorption sehr schwach. Diese zweite Art basaltischer Hornblende dürfte auf magmatischer Differentiation des Moleküls $(Mg, Fe)_2 F_4 Si_2 O_{12}$ zurückzuführen sein, dadurch eine $Fe_2 O_3$ -reiche und eine daran arme Varietät der Hornblende zustande kam. Als Einschlüsse hat man darin Gesteinsglas beobachtet, das sich mitunter stark anreichert; in Querschnitten solcher Hornblenden wird ein farbloser isotroper Glasern, von einer Schale farbloser Hornblende umschlossen.

Der Biotit, welcher makroskopisch unter den Hauptgemengteilen vorherrscht, tritt im Dünnschliﬀ an dritte Stelle, vielleicht ist ein Teil der zarten Lamellen beim Schleifen herausgerissen worden? Seine Farbe ist intensiv braungelb (Terra de Siena), dessen Formen teils hexagonal, teils rektangulär, häufig jedoch infolge magmatischer Korosion durch Einbuchtungen und Abrundungen gestört; Biegungen der Lamellen selten; Schalenstruktur ist häufig und zwar derartig, daß auf einen großen dunkelfarbigen Kern, eine dünne farblose Schale folgt. Zweiachsigkeit unseres Biotits da und dort sicher erkennbar, der Achsenwinkel klein, die Lage der Achsenebene ist normalsymmetrisch, die Auslöschung erfolgt zumeist parallel und senkrecht zu den Spaltrissen, dessenungeachtet ist die Bisektrix zuweilen wenig schief auf der Basis, das beweist die kleine Auslöschungsschiefe von etwa 3 bis 5°

in einzelnen Schnitten. Der Pleochroismus ist c braungelb, b dunkelbraungelb, a hellstrohgelb, demnach die starke Absorption $c < b > a$, die Dispersion $v > \rho$. Umwandlung nicht beobachtet. Nach diesem Verhalten ist wohl unser Glimmer zum Anomit zu stellen. Häufig findet sich letzterer mit der Hornblende verwachsen.

Akzessorische Gemengteile: Apatit in zahlreichen langen Nadeln den Feldspat, zum Teil auch die beiden anderen Hauptgemengteile durchspießend und durch den ganzen Schriff verbreitet. Magnetit, Magnetkies und Pyrit finden wir ebenfalls im ganzen Schriff und allen Hauptgemengteilen eingesprengt; der erstgenannte zumeist in der Form O (111) als Zwillinge nach Spinellgesetz, er bildet auch Hanfwerke, der Pyrit als $\infty O \infty$ (100). Olivin und Quarz fehlen dem Gestein. Nach der obigen Mineralkombination ist dasselbe als Hornblende-Minettefels zu benennen. —

Umwandlung des Gesteins macht sich besonders in der Weise geltend, daß ein ansehnlicher Teil des Feldspates zu stark doppelbrechendem, überaus feinschuppigem Serizit umgesetzt erscheint; ferner ist der Kalzit in großen und kleinen Körnern und Kristallen im Schriff verbreitet; derselbe ist meist nach $-\frac{1}{2}R$ (01 $\bar{1}2$) gestreift, teils ungestreift und verursacht das lebhaft Brausen bei Behandlung des Gesteins mit HCl . Die Neubildung Kalzit dürfte wohl (wie bereits oben erwähnt) teils auf den versteckten Plagioklas, teils auf die beiden Hornblenden zurückzuführen sein, was aus den gut erhaltenen oder bloß durchschimmernden Formen und Umrissen der gedachten Minerale hervorgeht, also Pseudomorphosen des ersteren nach letzteren. Von einer primären Ausscheidung des Kalzits, sei es magmatisch oder wie neuerdings von anderer Seite behauptet epimagmatisch, kann keine Rede sein.

Exomorphe Kontaktmetamorphose am Minettefels.

Unter den durch letzteren kontaktmetamorphisch veränderten Nebengesteinen ist ein sehr merkwürdiges Gestein vertreten, das höchstwahrscheinlich nur aus einem Feldspat-Amphibolit als Ursprungsgestein hervorgegangen sein kann. Es hat darin allgemein Sinterung, beziehungsweise Drusenbildung stattgefunden, wodurch das Gestein im hohen Grade aufgelockert und porös geworden ist, so wie dasselbe eine bedeutende Abnahme des spezifischen Gewichtes erlitten hat, demzufolge es sich in Wasser getaucht unter lebhaftem Zischen und starker Bildung von Luftblasen mit Wasser ansauft, welches Verhalten gewöhnlich an Erdbrandgesteinen oder künstlich gebrannten Gesteinen beobachtet wird. —

An Streupräparaten u. d. binok. Mikr. erscheint das ganze Gestein als ein lockeres und sandsteinartiges Sinterungsprodukt, und besteht wesentlich aus Quarz-Fremdlingen, welche pseudoporphyrische große, zumeist wohl gerundete Körner bilden, häufig aber auch gegen die freien Drusenräume $R-R$ entwickeln; die Körner oberflächlich mit dachziegelartig gefalztem Tridymit bedeckt. Jedenfalls hat die Menge des Quarzes in dem veränderten gegen das feldspatarme Ursprungsgestein eine wesentliche Zunahme erfahren. — Im

Gegensätze zum Quarz scheint die Menge des Feldspats abgenommen zu haben; die Feldspatkörner sind wohl randlich angeschmolzen und zugerundet. — Die Hornblende ist zum großen Teil, in glatte, wohlgerundete Körner eines kokkolithähnlichen, lauch- bis tiefschwarzgrünen Augit umgewandelt; die Körner sind peripherisch angeschmolzen, des öfteren bildet der Augit eine glasig erstarrte, schlackenähnliche Schmelzmasse, wodurch die Quarz- und Feldspatkörner verkittet wurden. Bei intensivster Hitzwirkung werden die farbigen Gemengteile, und zwar in diesem Falle hauptsächlich die Hornblende, mehr oder weniger vollständig aufgelöst und resorbiert. — Neben dem neugebildeten Augit hat auch eine Neubildung von tiefschwarzgrünem bis schwarzem Pleonast stattgefunden, auch der in großen Körnern anwesende Magnetit ist nicht unberührt geblieben, sondern verschlackt worden und wir sind erstaunt über diese tief einschneidenden Wirkungen der Thermomorphose.

Die Aufschlüsse des Dioritgabbroganges und seiner Schieferhülle längs der Graupatalbahn und Graupatalstraße.

Die Graupa ist ein tektonisches Längstal, sie hat ihr Bett unterhalb Mährisch-Altstadt in den Liegend-Amphiboliten unseres Dioritgabbroganges, annähernd parallel dem allgemeinen Streichen ausgegraben, wobei die Erosionstätigkeit durch die große Klüftigkeit dieser Massen begünstigt war. Durch den Bau der Lokalbahn Hannsdorf—Mährisch-Altstadt wurden speziell die Amphibolite in dem Teile zwischen der Haltestelle Waltersdorf und Hohen-Seibersdorf durch eine Reihe von Anschnitten, sowie 4 größeren und tieferen Einschnitten vorzüglich entblößt, so daß man von der Struktur und Tektonik dieser Massen ein klares Bild empfängt.

Die Amphibolite gliedern sich daselbst hauptsächlich in:

Massige Feldspat-Amphibolite körnig,
parallelstreifige Feldspat-Amphibolite körnig und
feinkörnige bis dichte Amphibolite und Amphibol-
schiefer, untergeordnet sind
feinkörnige rotviolette Granatamphibolite.

Das allgemeine Streichen der vorzüglich gebankten Massen ist h 1 bis h 2, das Einfallen h 19 bis h 20 unter \sphericalangle 45°, jedoch auch steiler unter \sphericalangle 50—60°.

In dem ersten Eisenbahneinschnitt oberhalb der großen Eisenbahnbrücke über die Graupa ist eine merkwürdige Ueberschiebung zu sehen: Die Ueberschiebungskluft ist 30 cm und darüber mächtig und mit Zermalmungsprodukten des Amphibolites ausgefüllt, darunter liegt eine 30 bis 50 cm starke Lage von grobkörnigem blaugrauem Orthoklas-Plagioklasfels, dem große Biotittafeln sparsam eingewachsen sind, den wir als einen Pegmatit gabbroider Abstammung ansehen. Weiter unten folgt nun feinkörniger Granatamphibolit 2—3 m mächtig aus 15 bis 25 cm dicken Bänken aufgebaut. Diese Gesteine werden im

Hangenden (oberhalb der Ueberschiebung) von rostigen Amphiboliten, im Liegenden dagegen von frischen Feldspat-Amphiboliten umschlossen; diese letzteren werden nun ihrerseits von Quarzdioriten der schiefrigen Grenzfazies unterteuft, die sich am südlichen Einschnitt-Ende mächtig einlagern.

Die geschilderten Amphibolite werden durch Querverwerfungen (Sprünge) gestört, welche nach h16 streichen und am Kopf stehen, sowie sie mit limonitischen Oxydationsprodukten ausgefüllt sind.

Der obenerwähnte Pegmatit ist als ein Nachschub des gabbroiden Magmas auf den erstgebildeten Spalten aufzufassen; so wie der Granatamphibolit an der Ueberschiebungskluft seine Entstehung der endogenen Kontaktmetamorphose verdankt, wobei die Gase und Lösungen des basischen Magmas auf der gedachten Kluft ungehindert zirkulieren konnten.

In dem zweiten Bahneinschnitt oberhalb der großen Eisenbahnbrücke über die Graupa und in dem weiter gegen die Haltestelle Hohen-Seibersdorf folgenden großen Anschnitt des linken Talrandes werden die Amphibolite durch hellgrüne bis grau-grüne und weißgraue feinkörnige, schiefrige Quarzdiorite der Grenzfazies unterteuft, sie sind durchwegs parallel- und feinstreifig sowie stark zerklüftet; es ist dies eine besonders verdichtete Randbildung des Diorits. Das allgemeine Streichen ist h2, das Einfallen h20 unter \sphericalangle 60°. Auch hercynisches Streichen nach h6 und h7 kommt in diesen mächtigen Dioritmassen zur Geltung. Die Amphibolite und feinkörnigen Dioritgneise der Randfazies werden daselbst durch 2 Querverwerfungen (Sprünge) getroffen, deren Streichen nach h17 und h18, das Einfallen nach h12 unter \sphericalangle 70—80° observiert wurde. Derlei Störungen sind überhaupt in den Gabbroamphiboliten häufig zu beobachten.

Oberhalb der Haltestelle Hohen-Seibersdorf, beziehungsweise der Brücke über den Schnellbach sind die Diorite der Grenzfazies (jenseits des Liegend-Amphibolitzuges) in dem dortigen großen Eisenbahn-Einschnitt bloßgelegt; es sind teils gröbkörnige granoblastische Gesteine mit zum Teil haselnußgroßen Plagioklasaugen, teils sind sie in vorzüglich parallelstreifiger Struktur entwickelt; als untergeordnete Einlagerungen erscheinen basische, das heißt gabbroide Spaltungsprodukte, die in Feldspat-Amphibolite (zum Teil granatführend) umgewandelt sind.

Gedachte Dioritmassen werden von dem erwähnten Bahneinschnitt diagonal überfahren, ihr Streichen ist h1—2, das Verflähen widersinnig nach h19—20 unter \sphericalangle 50°. Ungefähr in der Mitte des Einschnitts entdeckte Verf. unter einer streichenden Sprungkluft, oben und unten von Diorit umschlossen, ein merkwürdiges, völlig konkordant eingeschaltetes 5m breites Lager von grobkörnigem Marmor; dasselbe enthält spärlich Diopsidkörner eingesprengt und ist zum Teil in Ophikalzit umgewandelt; dabei jene insbesondere an den Strukturflächen angereichert sind. Das Marmorlager behauptet eine zentrale Lage, eine Fortsetzung desselben bis zu den Schichtenköpfen unter dem Rasen fehlt. Verf. hält dafür, daß dieser diopsidführende Marmor als ein sekundäres Reaktions-

gebilde zu betrachten ist, das an der Sprungkluft zur Entstehung gelangte, wobei das Material von der Entkalkung der Plagioklase im Diorit erhalten mußte, welche im Gefolge der Zeolitisierung des Dioritplagioklases auftrat. Wir werden uns weiter unten an den Dioritdünnschliffen überzeugen, in welchem weit fortgeschrittenem Maße die Zeolithisierung darin um sich gegriffen hat; was wir dort im Kleinen wahrnehmen, hat hier im Großen gewirkt. —

Parallelstreifiger Quarzhornblendediorit.

Am unteren Ende der Bahnhaltestelle Hohen-Seibersdorf sind die ausgezeichnet parallelstreifigen Diorite in einer hohen Steilwand (Eisenbahn-Anschnitt) bloßgelegt, welche hier besonders frisch erscheinen, weil aus großer Felstiefe stammend; sie gehören in dieser Lokalität bereits zu den sauren Randbildungen.

Die Untersuchung im Dünnschliff u. d. P. M. bestätigte, daß wir es tatsächlich mit einem granatführenden Quarzhornblendediorit parallel geordneter Gemengteile, daher schiefrig-streifiger Struktur zu tun haben; bestehend vorwiegend aus groß gewachsenen Plagioklasen, einem zwischenräumlichen kleinkörnigen Plagioklas-Quarzemenge, während Orthoklas ganz fehlt; dazwischen liegen reihenförmig angeordnete und zur Schieferungsebene parallel langgestreckte Aggregate vorwählender Hornblende mit dagegen zurücktretendem Biotit verwachsen, in welchem Hornblendebiotit-Aggregate, zahlreiche groß gewachsene Granaten eingeschlossen sind. Akzess Magnetit spärlich. Diese Komponenten sind im Vergleich zu den Kerndioriten bloß kleinkörnig entwickelt, welche deshalb nicht größer wachsen konnten, weil sie seitlichen Pressungen während ihrer Kristallisation unterworfen waren und aus dem Kampf um den Raum nicht größer hervorgegangen sind. Bezüglich der Einzelheiten der gedachten Komponenten sei auf das Hauptgestein in dem unten folgenden Abschnitt: „Zentraler Dioritkern längs des Kunzentales“ hingewiesen, hier seien nur in Kürze die wichtigsten Details angeführt. —

Die großen porphyrischen Plagioklase sind meist nach dem Albit-, zum Teil auch Periklingesetz verzwillingt, die Zwillinglamellen meist ungemein scharf und lang anhaltend, gewöhnlich die Peripherie der Plagioklase lamelliert, der Kern dagegen homogen, es sind teils dicke Tafeln, teils runde Körner. Die an zahlreichen Schnitten $\perp P$ und M gemessene Auslöschungsschiefe gegen die Zwillingsgrenze ergab den Durchschnittswert von 39° , entsprechend $27\% Ab + 70\% An$, also ein saurer Bytownit vorliegt. Da und dort bemerkt man an der Peripherie der Plagioklase ein feinkörniges Quarzfeldspat-Aggregat, eine Folge von Pressungen nach der Kristallisation. — Die Füllmasse zwischenräumlich der großen Plagioklase besteht aus einem granitisch-kleinkörnigen Gemenge von Quarz und meist nicht lamelliertem Plagioklas, welche mit tiefer Verzahnung ineinander greifen. — Von Einschlüssen des großen Plagioklases sind anzuführen: zahlreiche Quarzscheiben und zarte Lamellen des Biotits.

Die Hornblende ist fast gar nicht automorph, vorherrschend sind linsenförmige, parallel zur Schieferung längsgestreckte Körner, unregelmäßige und langgezogene und gleich wie zerrissene Lappen und Fetzen derselben; darin bemerkt man stets zahlreiche, dicht gescharte Spaltrisse nach (110), ihre Farbe im Schliiff sattgrün, mit dem bekannten normalen Pleochroismus; Licht und Doppelbrechung normal, doch kommen die Interferenzfarben wegen der tiefen Eigenfarbe nicht zum Ausdruck, die Auslöschungsschiefe gemessen an zahlreichen Schnitten nach (010) $c : c = 13^\circ$ im spitzen Winkel β . Als Einschlüsse der Hornblende sind zu nennen Durchlochungen von Plagioklas und Magnetit. —

Der Biotit bildet zur Schieferung langgestreckte Kristalllamellen, unregelmäßige Fetzen und Lappen, er ist nur klein gewachsen und tritt stets als Begleiter der Hornblende auf, mit welcher er parallel verwächst und sehr feine, dichtgescharte Spaltrisse parallel (001) aufweist. Die Farbe im Schliiff gelbbraun mit bekanntem Pleochroismus und Absorption; Höhe der Doppelbrechung ähnlich dem Muskovit.

Im hohen Grade charakteristisch ist der Granat, welcher den Hornblendereihen inliegt, davon derselbe umschlossen oder aber gleichwie umkränzt wird; die Größe seiner Individuen kommt denen der Hornblende nahe, es sind zumeist regelmäßige Kristalle der Form ∞O (110) oder nur ovoide Körner; gewöhnlich von groben Sprüngen durchzogen, die in allen Schnitten annähernd gleiche Richtung besitzen und auf Druckwirkungen hinweisen. In zahlreichen Granaten erweitern sich solche Sprünge zu Klüften, in welche später Hornblende hineingewachsen ist, als deutlicher Beweis für die Ausscheidungsfolge Granat vor Hornblende. Uebrigens ist der Granat blaßrosa bis farblos, hohe Lichtbrechung bewirkt dunkle Ränder der Talreflexion, rauhe Oberfläche, hohes Relief. —

Umwandlung. Ein namhafter Teil der großen Plagioklasse ist durch von außen nach innen fortschreitende parasitäre Wucherung gänzlich oder nur teilweise zerstört, was insbesondere in den lamellierten Schnitten auffällig ist. Das überaus feinfaserige Aggregat wird erst bei Anwendung stärkster Systeme aufgeheilt, dasselbe ist zeolithischer Natur, die gerade Auslöschung liegt in der Längsrichtung der Fasern, die Lichtbrechung ist auffallend niedrig $n = 1.51$, dagegen die Doppelbrechung stark $\gamma - \alpha = 0.028$, daher die grügelbe Interferenzfarbe II. Ordnung; dazwischen verzweigt sich ein Geäder isotroper Balken, ähnlich wie im Serpentin. Dieser rhombische Zeolith dürfte demnach zum Thomsonit zu stellen sein?

Die Hornblende setzt sich randlich und an den Enden ihrer ausgezogenen Aggregate in lauch- und schwarzgrünen Chlorit um, welcher, nach den charakteristischen lavendelblauen Interferenzfarben zu schließen, zum Pennin zu rechnen ist.

Nach den obigen Untersuchungs-Ergebnissen ist das gedachte Gestein als ein granatführender Quarzhornblende-Diorit zu bezeichnen, der infolge des auf die Gangmasse senkrecht zu ihrer Längsstreckung wirkenden Druckes, während ihrer Kristallisation, eine ausgezeichnete Parallelstruktur und wegen des beschränkten

Gang-Raumes ein feinkörniges Gefüge annehmen mußte. Die Pressung wirkte senkrecht zu den Saalbändern des Intrusivganges, der eine Gegenwirkung durch die Belastung seitens der Umwallung Widerstand zu leisten hatte, was natürlich eine Erhöhung des in der Gangmasse herrschenden Druckes zur Folge hatte. Auch die Fortdauer des Intrusivdruckes während der Epoche der Intrusion, zu einer Zeit, wo die äußeren Teile des gewaltigen Ganges bereits mehr oder weniger erstarrt, jedoch die inneren Teile noch fluidal waren und erst später erstarrten, hatte die fortgesetzte Ausbildung der Parallelstruktur in den äußeren Gangteilen bedingt. Durch die großen Plagioklasse hervorgerufen neigt der Verband der Hauptgemengteile zur dioritporphyritischen Struktur hin. Streng genommen, ist das Gestein mikroskopisch ein Quarzhornblendedioritporphyrit, worin der Quarz auf die zwischenräumliche Grundmasse beschränkt ist und unter den Einsprenglingen fehlt. —

Ueber die Hornfelse im Ostgehänge des Graupatales.

(Hierzu das Querprofil Figur 4, durch den Ebersdorfer Graben).

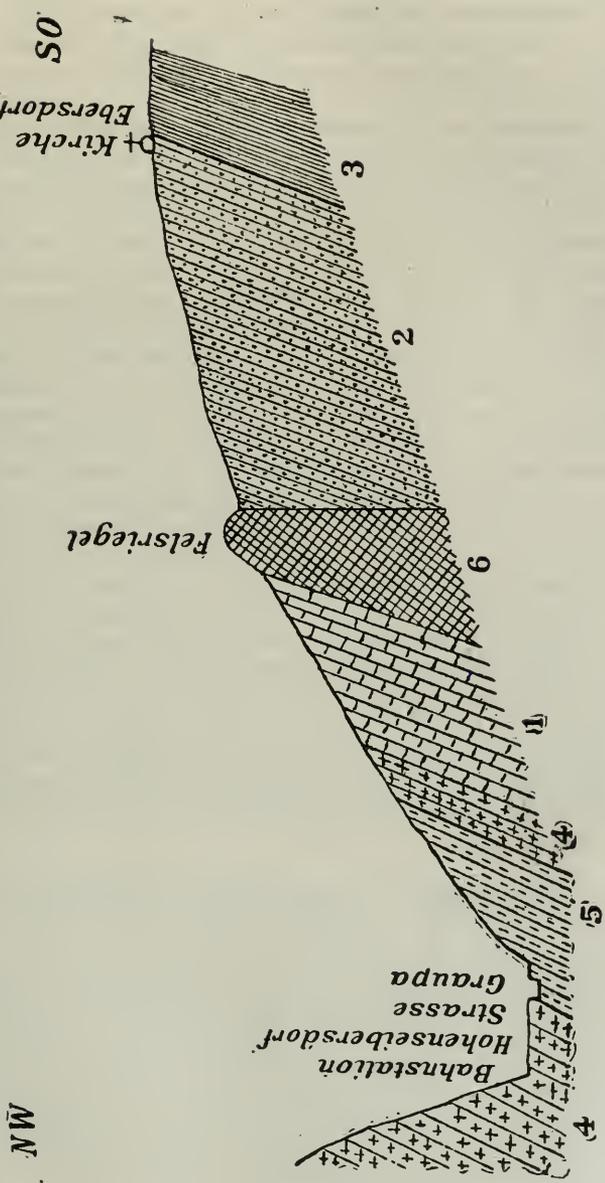
Den charakteristischen glimmerfreien Hornfelsen, welche wir bei Buschin und am Zdiarberg nächst Nieder-Eisenberg sowie am Wolfsberg bei Tschödrich und am Römerberg bei Halbseit-Hannsdorf kennen lernten, begegnen wir wieder auf den Gehängen des Hochlandes östlich oberhalb der Einmündung der Graupa in die March. Dieselben sind hier als weißgraue und erbsgelbe, feinkörnige, normale Hornfelse, das heißt als Quarzfeldspatgemenge bei fehlendem Glimmer mit Hornfelsverband ausgebildet. Nur hier und dort findet sich spärlich sekundärer Muskovit.

In dem Graben, welcher bei der Eisenbahnhaltestelle Hohen-Seibersdorf nach Ebersdorf, beziehungsweise auf das Hochland von Ebersdorf und Erzberg führt, sind die Hornfelse in beiläufig 600 m breiter Schichtenfolge entwickelt; diese lagern zwischen den Gabbroamphiboliten des Dioritgabbroganges am Grabeneingange einerseits und der Serpentinfelsmasse am Kirchberg westlich Ebersdorf andererseits, worauf im Liegenden auf der Hochebene Gneisglimmerschiefer und Phyllite nachfolgen, welche allmählich in Tonschiefer übergehen; letztere umschließen jene mächtigen Kalksteinlager beiderseits des Hannsdorfer Tales die dem Unterdevon zugerechnet werden. (Siehe das nebenstehende Querprofil Fig. 4.) Diese sedimentogene Schichtenserie steht durchwegs im konkordanten Verbands ihrer Glieder. Die Hornfelse in dieser Lokalität sind vorwiegend Muskovit-Plagioklas-Hornfelse, welche wesentlich aus einem feinkörnigen Quarzfeldspatgemenge mit farblosem Muskovit als Hauptgemengteil zusammengesetzt und untereinander im Hornfelsverband stehen; man könnte das Gestein füglich auch als Hornfelsgneis bezeichnen. —

Ein besonderes Interesse knüpft sich an die Hornfelse des weiter nördlich liegenden Krokereigrabens, welcher aus dem Graupatal ebenfalls auf das Hochland von Ebersdorf und Weigelsdorf

Fig. 4.

Querprofil durch den Serpentinstock und seine Nebengesteine am Kirchberge westlich Ebersdorf.



1 = Hornfelse. — 2 = Gneisglimmerschiefer. — 3 = Phyllit und Tonschiefer. — 4 = Hornblendebiotitdiorit.
5 = Gabbro-Amphibolit. — 6 = Marchitserpentin.

führt. Hier fand Verf. am Grabeneingange abermals mannigfaltige und mächtige Amphibolite, die zu unserem Dioritgabbrogang an dessen Liegendsalband gehören. Und nun folgen im Liegenden mächtig entwickelt charakteristische Hornfelse, und zwar größtenteils Andalusit-Plagioklashornfelse, diese werden in ihrem Liegenden unterteuft durch Gneisglimmerschiefer, welche durch Phyllite bis in Tonschiefer allmählich abklingen.

Die Hornfelse im Krokereigraben sind in ungefähr 500 m beiter Zone entwickelt; das herrschende Gestein ist ein feinkörniger, glimmerfreier Andalusit-Plagioklashornfels, ein blaßrosarot gefärbtes Gestein, dessen mannigfaltige Komponenten der Menge nach geordnet folgende sind: Quarz, Andalusit und Feldspat als Hauptgemengteile; ferner Amphibolit zum Teil als Prismen der Form ∞P , Granat der Formen ∞O und $2O2$, säulenförmiger Turmalin (Schörl), Magnetit der Form O , als Nebengemengteile ganz untergeordnet Biotit und sekundärer kleinschuppiger Serizit nebst kleinen Körnchen von Titanit (Grothit). — Die Kristalle des Andalusit sind langsäulenförmig der Form (100). (001) von anscheinend quadratischem Querschnitt, auch körnige, seltener radialstenglige Aggregate, Bruch uneben und splittrig, blaßrosa bis rötlichgrau herab, starker Glasglanz, durchsichtig bis durchscheinend, ausgezeichneter Pleochroismus, und zwar $c = b$ farblos bis blaßgrünlich, a blutrot. Der Andalusit umwandelt sich öfters in Serizit, der Amphibol wandelt sich gerne in Biotit oder aber in zeisigrünen Epidot um. — Im Gestein und auf Strukturflächen schöne Drusen von modellscharfen flächenreichen Kristallen des Quarz, Andalusit, Granat und Magnetit. An der Tagesoberfläche umherliegende massige Hornfelsblöcke lassen auf ihren Verwitterungsflächen mehr oder weniger deutlich die ursprüngliche Schieferung, auch ausgezeichnete Faltung und gekröseartige Windungen des ursprünglichen, dem Grauwackenschiefer ähnlichen Substrats erkennen, welche erstere bei der durchgreifenden Kontaktmetamorphose des fraglichen Gebiets, in dem frischen Gestein gänzlich verloren gingen.

Die Schieferhülle am Heinzbach bei Heinzendorf.

So verdienstvoll die geologische Karte vom niederschlesischen Gebirge, speziell die Sektion Glatz im allgemeinen auch ist, so machen sich dessenungeachtet in den Einzelheiten störende Fehler bemerklich, welche mit Rücksicht auf das große zur Kartierung gelangte Gebiet wohl zu entschuldigen sind. So zum Beispiel finden wir westlich Mährisch-Altstadt zwischen den Kolonien Zibulkafeld und Stiepanau, daß die dort herrschenden bunten Zweiglimmergneise des Spiegeltzer Schneegebirges (Koppenzug), ohne Zwischenschiebung der „Glimmerschiefer“ (unsere Schieferhülle), direkt an den Dioritgabbrogang anstoßen.

Jedoch gerade in dieser Lokalität liegt unterhalb Heinzendorf am Mühlberg (Kote 686 m der Spezialkarte) eine sehr merkwürdige Entwicklung der Schieferhülle unseres Ganglakkolithen vor, welche bei der oberwähnten Kartierung übersehen wurde, es liegt

nämlich dort auf dem Hornblendebiotit-Diorit mit granitisch grobkörniger Struktur, WNW fallender dicker Bankung, zunächst ein mächtiger Zug von Hornblendeschiefer und Amphibolit. Nun folgen Hornblendeschiefer mit untergeordnetem Kalkstein und Quarzit, welche wohl bereits der Schieferhülle angehören. Der Kalkstein bildet daselbst ein 12 m mächtiges Lager und ist in seiner ganzen Masse zu Ophikalzit geworden, vorwiegend mit berggrünen, olivengrünen, mattglänzenden und wachsartigen Varietäten des Serpentin (nach Diopsid) derartig imprägniert, daß er eine fremdartige berggrüne Farbe besitzt; derselbe ist außerdem stark mit Antimonglanz nebst Arsenkies eingesprengt. —

Auf einer in diesem berggrünen Ophikalzit aufgerissenen Spalte haben sich schwere Metalle konzentriert, und zwar ist dieser Erzgang wesentlich ausgefüllt mit einem eisenhaltigen Antimonglanz und Arsenkies (Mißpickel), ferner Quarz, untergeordnet Rotnickelkies, Kobaltnickelkies, Antimonnickelglanz (?), Zinkblende, Bleiglanz, Eisenocker, Antimonocker, zuweilen auch Baryt neben viel grauen Letten den restlichen Kluftraum ausfüllend. Der Gang streicht zwischen 3 h bis 5 h, das Einfallen von 21 h bis 23 h unter \sphericalangle 55 bis 70° wechselt, dagegen die geringe Mächtigkeit zwischen 0.15 bis 0.30 m schwankt ¹⁾.

Es ist wahrscheinlich, daß der Kalkstein im Kontaktbereiche des großen Dioritgabbroganges zunächst eine größere Menge Diopsid aufgenommen hat, der dann später einer Umwandlung zu Serpentin anheimgefallen ist, wodurch sich die Ausbildung der Ophikalzits vollzogen hat. Wir werden noch an anderer Stelle derlei Kalksteine kennen lernen, an welchen wir die Beweise dafür erbringen, daß die Kontaktmetamorphose tatsächlich diesen Weg genommen hat. — In der pneumatolytischen Periode wurden aus dem peridotitischen und pyroxenitischen Magmaherde die obenangeführten Schwermetalle zugeführt, womit der Kalkstein eingesprengt und der oben kurz beschriebene Antimon-Arsengang ausgefüllt wurde, welcher sich somit als echte Kontaktlagerstätte präsentiert.

Schottersteinbruch an der Graupatalstraße.

(Hierzu das Längsprofil Fig. 5 an der Steinbruchswand.)

In dem Schottersteinbruche an der Graupatalstraße, 0.4 km unterhalb Mähr.-Altstadt, gewähren die erzielten Aufschlüsse insofern ein besonderes Interesse, als hier der Kontakt zwischen den Liegend-Amphiboliten unseres Dioritgabbroganges einerseits und den Hornfelsen andererseits bloßgelegt, der Beobachtung zugänglich erscheint, man sozusagen die Hand darauf legen kann. Außerdem sind hier noch kleine Sprünge zu sehen, von denen sowohl Amphibolite als auch Hornfelse betroffen wurden. (Siehe das umstehende Längsprofil.) Wir sehen an der Steinbruchswand zuunterst links Feldspatamphibolite, rechts Amphibol-

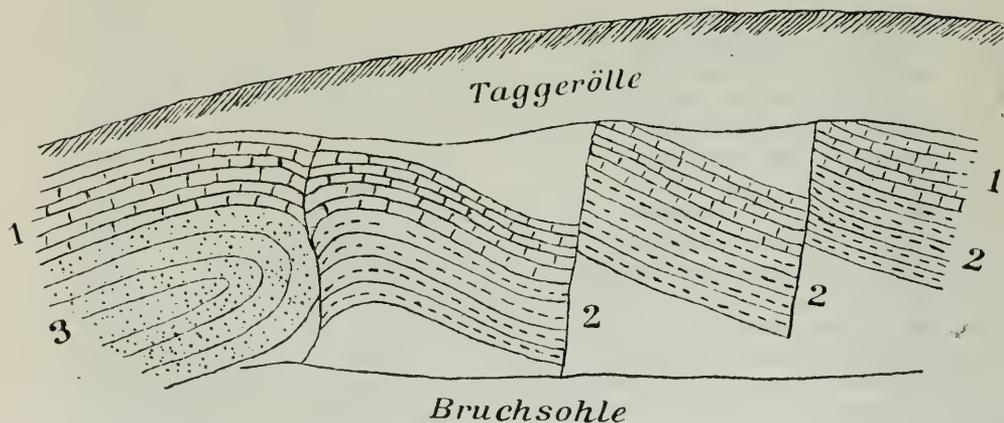
¹⁾ Näheres über den auf diesem Erzgange umgehenden Bergbau, welchen Verf. seinerzeit markscheiderisch kartiert hat, ist zu finden: Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1897, 47. Bd., pag. 55.

schiefer; darauf lagern zu oberst überall charakteristische glimmerfreie Hornfelse; an den Sprungklüften beobachten wir Auf- und Niederstülpungen der Bänke und Schichten der Eruptiva und Sedimente.

Nachdem die Feldspatamphibolite und Amphibolschiefer makroskopisch keine Veränderungen wahrnehmen lassen, wollen wir uns mit den auffälligen exomorphen Kontaktgebilden, den Hornfelsen, befassen: Die Hornfelse der innersten Kontaktzone unmittelbar am Kontakt erinnern auf den ersten Blick äußerlich an die Adinolen der Diabaskontakthöfe, denen sie ähnlich scheinen. Auf 1·5 bis 2·0 *m* Mächtigkeit von der Kontaktfläche weg sind die Hornfelse teils hellgraugrün, amphibolführend, weiterhin ins

Fig. 5.

Längsprofil durch den Schottersteinbruch an der Graupatajstraße unterhalb Mähr.-Altstadt.



1 = Hornfelse. — 2 = Gabbro-Amphibolschiefer. — 3 = Gabbro Amphibolit.

Hangende klingen sie in weißgraue bis erbsgelbe und hellbraune biotitarmer Hornfelse und endlich in normale glimmerfreie Hornfelse ab; ihre äußere Struktur ist dickschiefrig und plattig, in der Regel nach der früheren, nun versteckten Schieferung spaltend; von splittrigem, unebenem bis muscheligem Querbruch; sie sind sehr hart und spröde; unmittelbar am Kontakt in 0·20 bis 0·25 *m* dicken Schichten abgelagert. — Die ganze Breite der Hornfelszone in dieser Lokalität kann auf 500 *m* geschätzt werden, senkrecht auf das allgemeine Streichen dieser Massen gemessen.

Die zunächst am Kontakt lagernde Hornfelsvarietät ist, wie gesagt, ein grünlichweißes bis grünlichgraues Gestein, das makroskopisch sich hauptsächlich aus glasigem Quarz nebst einer schwankenden Menge farblosen Feldspats aufbaut und worin viele Körner und Kristalle lauchgrüner Hornblende eingesprengt sind, sie besitzt zur alten Schieferung parallele Orientierung, und übrigens

beide Glimmer dem Gesteine mangeln. Außerdem sind viele Körner und Kriställchen von Magnetit dem Gesteine eingestreut, mitunter bekommen wir davon Drusen modellscharfer Oktaeder zu sehen; Granat von wechselnder Größe sowie andere Erze sind darin bloß akzessorisch vertreten. —

Grünlicher Andalusit-Plagioklashornfels.

Das letztere Gestein der innersten Kontaktzone am Gabbroamphibolit zeigt im Dünnschliff u. d. P. M. hochkristallines Gepräge mit Hornfelsstruktur ohne jegliche Andeutung ursprünglicher Schichtung, dessen Hauptgemengteile aus Quarz, Feldspat (zumeist Plagioklas) und Andalusit bestehen, welche sich zu annähernd gleichen Teilen an der Zusammensetzung beteiligen. Nebengemengteile sind grüne Hornblende, besonders durch ihren Skelettbau als Kontaktmineral bemerkenswert, dasselbe gilt von dem spärlichen Biotit, der auch keine Kristalle, nur Skelette und winzige Blättchen hervorbringt. Akzessorisch finden sich da und dort modellscharfe Einzelkristalle des Magnetit und schließlich einzeln zerstreute Körner des Titanit.

Der für uns wichtige Andalusit ist auch im vorliegenden Hornfels durch seine automorphe Gestaltung, durch die massenhaften Graphiteinschlüsse, die siebartige Durchlochung mit Quarz, die höhere Licht- und Doppelbrechung gegen Quarz und Feldspat hinlänglich unterschieden. Die Andalusitschnitte lassen uns wohl häufig quadratische Querschnitte, gleichwie rechteckige Längsschnitte erkennen, jedoch sind viele davon unregelmäßig abgerundet oder gar verstümmelt. Die Spaltbarkeit ist weniger gut entwickelt als am Andalusit von Buschin, dessenungeachtet erkennt man in einzelnen Längsschnitten die feinen parallel angeordneten Spaltrisse, so wie auch in manchen Querschnitten die einander rechtwinkelig kreuzenden feinen Spaltrisse zu sehen sind; oft ist nur unregelmäßige Klüftung vorhanden. Das höhere Relief läßt den Andalusit plastisch aus seiner Umgebung hervortreten, die Doppelbrechung ist nach Maßgabe der strohgelben Interferenzfarben zu schließen auf (010) $\gamma - \alpha = 0.010$, also etwas höher als Quarz; gerade Auslöschung parallel und senkrecht zu den Spaltrissen; derselbe ist im Schlicke farblos bis aschgrau infolge der massenhaften Interpositionen.

Der Feldspat gehört wohl auch in diesem Hornfels fast ausschließlich zum Plagioklas, welcher in vielen Schnitten eine feine Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz besitzt; an zahlreichen Körnern wurde der Aufbau aus zwei bis dreiverschieden orientierten Subindividuen erkannt. Die an mehreren Schnitten senkrecht *P* und *M* gemessene symmetrische Auslöschungsschiefe ergab den Winkelwert 12 bis 16° entsprechend dem Mischungsverhältnis 68% *Ab* + 32% *An*, bis 62% *Ab* + 38% *An*, was sauren Oligoklas bis neutralen Andesin bestimmen läßt. Die Feldspate sind selten wasserklar, durchsichtig, vielmehr gelbbraun bestaubt. Der Umstand, daß sie ähnlich dem Andalusit oft zentral gehäufte graphitische Einschlüsse enthalten und mit zahlreichen

kleinsten Quarkörnchen siebartig durchlocht sind, spricht eine entschiedene Sprache für die kontaktmetamorphe Bildungsweise dieser Plagioklase mit und ohne Zwillingsbildung.

Außer den aufgezählten Einschlüssen des Andalusit und Feldspat sind diese beiden Hauptgemengteile überdies mit großen Kristallen des Quarzes durchwachsen, in deren Längsschnitten die hexagonale Kombinationsform ∞P . P deutlich zu erkennen ist; die Ecken sind bald scharf, bald zugerundet. (Siehe nachstehende Figur.)

Fig. 6.

Einschlußquarz (glasklar).



Die lediglich skelettartig entwickelte grasgrüne Hornblende mit schwachem Pleochroismus ist wohl durch den ganzen Schliff verbreitet, aber bloß auf die Zwischenräume der Andalusit- und Plagioklaskörner beschränkt. Dasselbe gilt von dem nur sehr spärlich vertretenen, ebenfalls nur in Skeletten ausgebildeten Biotit von gelbbrauner Farbe und schwachem Pleochroismus; beide Minerale sind so schwach doppeltbrechend, daß sie ohne Einwirkung auf das polarisierte Licht sind, zumal auch sie mehr oder weniger von Graphitstaub erfüllt sind. Diese farbigen Mineralskelette sind für unsere Hornfelse im hohen Maße charakteristisch.

Grauer Plagioklas-Andalusithornfels, disthenführend, Schottersteinbruch unterhalb Mähr.-Altstadt.

Einen namhaften Anteil an den in unserem Steinbruch anstehenden Felsarten nimmt auch der biotitarmer Hornfels von weißgrauer bis grüngrauer Gesteinsfarbe; makroskopisch zusammengesetzt, wesentlich aus einem sehr feinkörnigen Quarzfeldspatmenge, worin etwas Biotit eingestreut ist, mit zur Schieferung paralleler Orientierung seiner Blättchen und relativ viel Magnetit eingestreut in teilweise modellscharfen Kristallen; akzessorisch sind ferner Kriställchen und Körnchen von Turmalin, Granat und Ilmenit. Der Quarz ist glasglänzend bis fettglänzend, von splittrigem bis faserigem Bruche, der Feldspat erweist durch stellenweise scharfe Zwillingsstreifung seine Zugehörigkeit zum Plagioklas, der Biotit ist überaus klein- und feinblättrig und besitzt Pleochroismus braun- gelb bis gelbbraun. —

Im Dünnschliff u. d. P. M. finden wir sodann, daß in dieser Hornfelsart der Plagioklas unter den Hauptgemengteilen das Uebergewicht auf Kosten der anderen erlangt, welcher in großen

isometrischen Kristallen und Körnern im Gestein herrscht, dazu kommen als Hauptgemengteile noch Quarz und an Menge an dritter Stelle tritt der Andalusit nebst dem nahe verwandten Disthen. Als akzessorische Gemengteile sind anzuführen: Zwischenräumlich angesiedelte grasgrüne Hornblende in Skeletten und mißfarbige gelbgrüne Biotitskelette, welche wahrscheinlich aus der Hornblende entstanden sind, die Menge beider jedoch gegen das vorige Gestein in rascher Abnahme; ferner modellscharfe Kristalle des opaken Magnetit überall zerstreut, desgleichen der Anatas in kleinsten Kriställchen im ganzen Schliiff verteilt und schließlich wenige stark lichtbrechende farblose Titanite. —

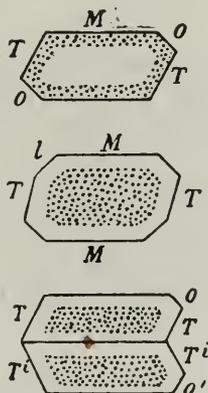
Der Plagioklas ist vielfach durch seine feinen Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz mitunter auch Periklingesetz, im letzteren Falle durch Gitterlamellierung ausgezeichnet, häufig ist der Aufbau der Feldspäte aus 2 bis 3 lamellaren Subindividuen verschiedener optischer Orientierung zu beobachten. Die in Schnitten senkrecht *P* und *M* gemessene Auslöschungsschiefe gegen die Trasse der Albitlamellen ergab die Winkelwerte 8 bis 12°, ferner solche von 14 bis 17° entsprechend dem Mischungsverhältnis:

$$\left. \begin{array}{l} 73\% \text{ Ab} + 27\% \text{ An} \\ 68\% \text{ „} + 32\% \text{ „} \\ 65\% \text{ Ab} + 35\% \text{ An} \\ 61\% \text{ „} + 39\% \text{ „} \end{array} \right\} \begin{array}{l} \text{was Oligoklas ergibt und} \\ \text{zum sauren Andesin gehörig.} \end{array}$$

Nur ein Teil der Feldspäte, sowie der meiste Andalusit sind zentral oder nur randlich mit Graphitstaub erfüllt, jedoch sind die poikilisch verwachsenen kleinsten Quarzkörnchen nicht so massen-

Fig. 7.

Disthenschnitte.



haft wie im vorigen Hornfels, dagegen die großen automorphen Quarzkristalle der Kombinationsform ∞P . *P* darin häufiger eingewachsen sind. —

Der Andalusit unterscheidet sich übrigens von dem des vorigen Hornfelses in keiner Weise, daher auf das dort Angeführte hingewiesen sei. Allein neben den quadratischen Querschnitten des Andalusit werden bei einiger Aufmerksamkeit solche gefunden, die durch ihre schief oktogonalen und hexagonalen Umrisse auffallen (siehe vorstehende Figur 7), zentral und randlich mit Graphitstaub erfüllt und einem Mineral angehören, das im Schliff farblos, in breittafeligen Individuen vorkommt., begrenzt von;

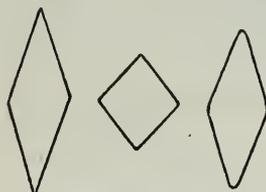
$$\infty \bar{P} \infty . \infty \check{P} \infty . \infty ' P . \infty P ;$$

$$M \qquad \qquad P \qquad \qquad o \qquad \qquad l$$

sowie auch Zwillinge mit M als Zwillingsenebene keineswegs fehlen; diese Formen sowie die Auslöschungsschiefe auf $M c : c = 30^\circ$ lassen keine Zweifel darüber übrig, daß es sich um Disthen handelt. (Siehe oben Fig. 7.) Die Zwillingquerschnitte haben wohl verschiedene Interferenzfarbe, aber fast gleiche Auslöschung, so daß das Mineral auch hierdurch am besten charakterisiert ist und die Verwechslung mit einem anderen ausschließt. Im Schliff farblos, Lichtbrechung hoch $n = 1.72$, die Doppelbrechung mäßig $\gamma - \alpha = 0.012$, daher die gelben Interferenzfarben; kein Pleochroismus bemerklich.

Fig. 8.

Anatasschnitte (glasklar).



In der Regel im Feldspat und Andalusit eingeschlossen, gelangten zahlreiche einzeln zerstreute oder zu mehreren angehäufte kleinste Kriställchen zur Wahrnehmung, deren Form in den Längsschnitten spitz pyramidal, in Querschnitten quadratisch ist, es sind also tetragonale Pyramiden der Form P (siehe obenstehende Figur 8), glasklar, einschlußfrei, Spaltbarkeit nicht wahrnehmbar, die Lichtbrechung sehr hoch $n = 2.52$, die Doppelbrechung stark $\omega - \varepsilon = 0.073$, optisch negativ, $c = a$, starke Dispersion, demzufolge die irisierenden grünen, blauen und roten Interferenzfarben hoher Ordnung. Im Schliff farblos und lebhaft gelbbraun bis orange gelb. Nach diesen Merkmalen ist das Mineral wohl Anatase.

Die Struktur des Gesteins erscheint als echte Pflasterstruktur, mit teils stumpfem Anstoßen der Körner, teils mit buchtigem Ineinandergreifen der letzteren. —

Die unterbrochene Fortsetzung der Hornfelse dieser Lokalität finden wir dicht östlich Mähr.-Altstadt, wo sie speziell in dem Terrain am sogenannten „Juristenstein“ den dortigen Serpentinstock umschließen, sie besitzen jedoch hier nur noch eine abnehmende Breite von 300 m, um schließlich in ihrer nördlichen Fortsetzung gegen den Teltschbach hin allmählich auszuweichen, an ihre Stelle treten Gneisglimmerschiefer bis an die schiefrige Randfazies der zentralen Dioritmassen heran.

Jenseits des Teltschbaches in der Richtung gegen die Kolonie Altenberg begegnen wir abermals erbsgelben, überaus feinkörnigen Hornfelsen in Gestalt schwacher Einfaltungen in den dortigen Randdioriten. Es sind meist Plagioklas-Quarzgemeinde nebst prismatischem und kleinwürfeligem Andalusit in wechselnder Menge und im Hornfelsverband; als Nebengemengteile beobachten wir: Körner und deren Aggregate von tiefolivengrünem Amphibol, Schmitze und Nestchen von Biotit, zahllose Körner von tiefdunkelgrünem Pleonast und eisenschwarzem Magnetit der Form *O* (III) oder in gerundeten Körnern, beide sind teils einzeln zerstreut, schließlich sind noch Haufwerke winziger Oktaederchen von tiefdunkelbraunem Picotit im Gestein einzeln zerstreut zu erwähnen. Die Amphibolindividuen erreichen des öfteren eine ungewöhnliche Größe und sind durch ihre vollkommene Spaltbarkeit, welche sich bis zur Feinfaserigkeit entwickelt, bemerkenswert; an demselben erkennen wir übrigens deutlich die fortschreitende Umwandlung zu Biotit.

Nächst dem fürstlichen Hegerhause, dem letzten Hause in Ober-Kunzendorf, fand Verfasser am Ostgehänge, in den zentralen Dioritkern versenkt, als Hauptgestein weißgraue, glasglänzende Quarz-Andalusithornfelse von hohem kristallinem Gepräge, bestehend aus überwiegendem fettglänzendem Quarz, mit den Nebengemengteilen Andalusit, zum Teil blutrot gefärbt, ferner grünen Biotit und perlmutterglänzenden Muskovit, viel Magnetit und Picotit, als winzige Oktaeder oft mit Quarz und Andalusit zu Drusen im Gestein zusammengelagert; dagegen der Feldspat nur sehr spärlich vertreten ist. Der angeführte Muskovit ist sekundär aus Andalusit entstanden und wie ich an Streupräparaten u. d. binok. M. feststellen konnte, ist der Andalusit, unter Erhaltung seiner Form, zumeist in dichte Aggregate des Muskovit umgesetzt worden.

Ein erhöhtes Interesse knüpft sich an jene auffallend hellweißen graumelierten Hornfelse derselben Lokalität bei Ober-Kunzendorf, welche sich wesentlich aus Andalusit als Hauptgemengteil nebst Plagioklas aufbaut, dagegen der Quarz nur in einzelnen runden Körnern eingesprengt ist. In diesem Grundgewebe sind nun sehr viele Körner von blaßgrünem bis schwarzgrünem Amphibol regellos oder auf den alten Schichtflächen eingewachsen, der sich häufig zu Biotit umsetzt; ferner finden wir darin große Körner von kolumbinrotem Granat, kleine Oktaeder und Körner von Pleonast und Magnetit einzeln eingesprengt oder in Nestern zusammengelagert. Der Andalusit ist weiß, zum Teil langprismatisch, die einzelnen Individuen bilden oft kreuz und quer gelagerte Haufwerke,

sie sind auch divergentstrahlig oder rosettenartig angeordnet, vielfach jedoch bloß körnige Aggregate. Hochwichtig für die Gesteinsentstehung ist die Tatsache, daß ein großer Teil des Andalusit zu dichten Aggregaten von perlmutterglänzendem farblosem Muskovit umgewandelt erscheint, was ich an Streupräparaten u. d. M. deutlich nachweisen konnte, die den mehr oder weniger fortgeschrittenen Zerfall des Andalusits zu einer Unmasse kleinster Muskovitblättchen offenbarten.

Bei fortgesetzter Umwandlung des Andalusits zu Muskovit kommt es lokal bis zur Ausbildung von Muskovithornfelsen mit Muskovit als einzigem Hauptgemengteil, worin man Relikte des Andalusits und sparsam verteilten Plagioklas nebst Quarz erkennt; darin sind eingesprengt zahllose Skelette des Amphibols, dann Magnetit, außerdem bemerkt man büschelförmig aggregierte Sillimanitnadeln. Solche Glimmerhornfelse sind wohl an Masse von geringer Bedeutung, sie gewähren jedoch ein seltenes hochinteressantes Beispiel sekundärer Gesteinsmetamorphose.

Aus den obigen Schilderungen gewinnen wir ein anschauliches Bild von dem gewaltigen Zuge der Hornfelsmassen, welche bei Buschin beginnen, über Eisenberg bis Halbseit-Hannsdorf fortsetzen, auf dem Ostgehänge des Graupatales und dem Hochland von Ebersdorf mächtig und lang entwickelt sind, und endlich noch jenseits des Teltschbaches östlich Mährisch-Altstadt bei Kunzendorf als schwächere Einlagerung anhalten. Ihre weitere nördliche Fortsetzung hat Verf. bislang nicht näher untersucht. Diese Hornfelse sind bisher verschieden als „glimmerarme Gneise“ oder „Glimmerschiefer“, ja sogar als „Wackengneise“ oder „Gneis von Hohenstadt“ beschrieben und bezeichnet worden; es sind jedoch, wie wir gesehen haben, echte Hornfelse, welche unmittelbar im Liegenden des großen Ganglakkolithen von Dioritgabbro in dessen Kontaktbereich auftreten und an diesen gebunden sind, daher kontaktmetamorphisch veränderte Gesteine, welche ihren Mineralbestand der dioritisch-gabbroiden Kontaktmetamorphose zu verdanken haben und teils von sandig-grauwackigen (Grauwackenschiefer), teils von tonigsandigen (Tonschiefern) Ursprungsgesteinen abstammen. Wir haben oben gesehen, daß es mannigfaltige dichte oder überaus feinkörnige glimmerarme oder -freie Andalusit-Plagioklasgesteine oder Quarz-Andalusitgesteine sind, welche die innere Kontaktzone vorstellen, während die im Liegenden folgenden glimmerreichen Schiefergneise, Gneisglimmerschiefer und Phyllite den äußeren Kontakthof bilden; letztere Gesteine sodann allmählig in die nicht kontaktmetamorphischen Tonschiefer abklingen, welche an ihrer Oberkante die mächtigen unterdevonischen Kalksteinzüge des March- und Mittelbordtales umschließen.

Hornfelse auf dem komplementären Hangendflügel der Schieferumwallung.

Obige Ausführungen betreffen lediglich den Liegendflügel des Schiefermantels von dem in Rede stehenden großen Ganglakkolith. Wenden wir uns dagegen dem komplementären Hangendflügel der-

selben Schieferumhüllung zu, so finden wir, daß auch diesem Hornfelse keineswegs fehlen; wir stoßen auf solche insbesondere im oberen Graupatale am Kunzenberge und Rauchbeerberge westlich Kunzendorf, wo sie als ein 500 m breites Band auf eine große streichende Länge zu verfolgen sind. Merkwürdig ist die Tatsache, daß die dortigen Hornfelse nicht unmittelbar im Hangenden der Ganglakkolithen auftreten, also nicht in der inneren Zone des Kontakthofes lagern, sondern hier vielmehr eine Zwischenschiebung eines 400 m breiten Bandes von Gneisglimmerschiefer und Phyllit stattfindet, welche sonst überall in der äußeren Kontaktzone liegen. Dieses Verhältnis enthält einen zweifellosen Hinweis darauf, daß die Produkte der Kontaktmetamorphose nicht so sehr von den Entfernungen, als von dem Ursprungsmaterial abhängig waren. —

Andalusitführender Zweiglimmerhornfels von der Schöbelkoppe bei Kunzendorf.

Die Schöbelkoppe ist ein südlicher Ausläufer des Kunzenberges und der dortige Hornfels in ganz frischem Zustande ein hellweißgraues, im verwitterten Zustande erbsgelbes überaus feinkörniges Gestein, nach dem makroskopischen Befunde wesentlich bestehend aus einem Gemenge von Feldspat und Quarz, worin in wechselnder Menge rhombische Säulen der Form $\infty P(110)$ des Andalusits zu bemerken sind, deren Länge zur Dicke dem Verhältnis 3:1 entspricht, auch gehören demselben kleinwürfelige Formen an, er ist weingelb und aschgrau, besitzt deutliche Spaltbarkeit nach (110), markiert durch dichtgedrängte Spaltrisse; auf den Spaltflächen fleckweise Matt- und Perlmutterglanz. Zu diesen Hauptgemengteilen gesellen sich als Nebengemengteile ein dunkelbrauner Biotit, welcher, zu Schmitzen angeordnet, Parallelstruktur bewirkt; derselbe ist auch öfters zu Nestern angehäuft; untergeordnet ist der aus dem Andalusit entstandene Muskovit und Granat im Gestein unregelmäßig verteilt. —

Im Dünnschliff u. d. P. M. sieht diese Felsart einem Zweiglimmergneis sehr ähnlich, wäre es nicht der Hornfelsverband, das gegenseitige Einschließen der Hauptgemengteile, der Skelettbau der farbigen Gemengteile sowie die zahlreichen Andalusite, welche uns eines anderen belehren. Demzufolge sind die wesentlichen Gemengteile dieser Felsart: Andalusit, zwischen vorwiegenden Feldspaten nebst Quarz verteilt, hierzu kommen die beiden Glimmer und zwar vorwaltend Biotit nebst Muskovit; akzessorisch Granat.

Vermöge seiner höheren Lichtbrechung $n = 1.64$ tritt der Andalusit aus der Umgebung aller anderen Komponenten reliefartig hervor, dagegen die Höhe der Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.009$ wohl nicht die des Quarzes übersteigt; die gute Spaltbarkeit nach (110) ergibt in Längsschnitten zahlreiche dichtgedrängte Spaltrisse; im Dünnschliff farblos, gelblich und aschgrau, derselbe ist mehr oder weniger von Graphitstaub erfüllt und dann stark schwärzlich pigmentiert, oft ist nur ein zentraler Fleck sichtbar oder die kohlige Substanz ist in Streifen parallel zur Querabsonderung nach (001) verteilt. Der

Andalusit enthält außerdem zahlreiche Einschlüsse von farblosen Quarzkristallen in scharfen oder gerundeten Dihexaedern, auch nur in runden Scheibchen, außerdem ist er mit zahllosen punkt- und strichartigen Quarzkörnern siebartig durchlocht; ferner sind noch Einschlüsse von fasrigem Muskovit daraus zu erwähnen.

Die in dem kristallinisch körnigen Quarzfeldspataggregat vorherrschenden Plagioklase sind da und dort gelbbraun bestaubt und enthalten zahlreiche Quarzeinschlüsse in Form runder Scheibchen und dihexaedrischen Kriställchen mit scharfen oder gerundeten Ecken, weiter bemerken wir noch kleine Andalusite und kleine Biotite inmitten der großen Plagioklaskörner; die gemessene Auslöschungsschiefe in Schnitten $\perp P$ und M ergab für die feinflamellierten Albitzwillinge der $\varphi = 7^\circ$, entsprechend $73\% Ab + 27\% An$; für die breitlamellierten Individuen dem $\varphi 12^\circ$ entsprechend $69\% Ab + 31\% An$, also im ersten Falle einen intermediären und im zweiten einen basischen Oligoklas ergibt. —

Biotit und Muskovit sind im Schliß gegenüber den anderen Hauptgemengteilen doch nur sparsam vertreten, insbesondere gilt dies vom Muskovit, sie markieren die Schieferungsebene des Gesteins, auf der sie sich ausbreiten. Zuweilen ist der Muskovit mit dem Biotit parallel, häufiger kreuz und quer verwachsen, beide Glimmer sind formell gut entwickelt bei schönem Zonenbau und verweisen auf mäßige Lichtbrechung und hohe Doppelbrechung, welche im Biotit durch die tiefe Eigenfarbe verdeckt wird, dessen Pleochroismus stark ist, a hellbraungelb, $b=c$ schwarzbraun. Muskovit ist farblos, Zwillingsbildung nach dem Tschermak'schen Gesetz ist vorhanden; Erze fehlen dem Gestein fast gänzlich.

Die Pflasterstruktur entscheidet dafür, daß wir es auch im vorliegenden Gestein mit einem andalusitführenden Feldspat-hornfels zu tun haben. Mannigfaltige Hornfelsmassen werden wir noch weiter unten auf dem Graphitsattel zwischen Mährisch-Altstadt und Goldenstein antreffen. —

Zentraler Dioritkern längs des Kunzentales bei Kunzendorf.

Der Kunzenbach schneidet den zentralen Dioritkern unseres Ganglakkolithen in der ungefähren Mitte parallel zum Streichen durch, welchem Umstand wir beiderseits dieses Baches eine instruktive Blockanhäufung von Diorit zu danken haben, die speziell am Nordausgange von Kunzendorf sich weit ausbreitet, demzufolge wir die petrographische Zusammensetzung dieser dioritischen Gesteine genau verfolgen können, obwohl die anstehenden Gesteinsmassen im Untergrunde unter diluvialen Steinströmen oder Moränenschutt verborgen liegen. Anlässlich des Baues der neuen Bezirksstraße durch Kunzendorf war bei dem obersten Hause daselbst am Westgehänge ein Steinbruch im anstehenden Diorit eröffnet, darin konnte nun Verf. das Verhalten dieser Massen studieren. Das Streichen der Dioritbänke ist mit $h 24$, das Verflachen $h 18$ unter $\varphi 25^\circ$ observiert worden. Das herrschende Gestein längs des Kunzenbaches ist diesen Beobachtungen zufolge ein grobkörniger

Glimmerhornblende-Diorit

in zwei Varietäten, und zwar einer hellen quarzführenden sauren und einer dunklen quarzarmen basischeren Abart vertreten.

Die letztere ist ein braunschwarzes, weißgesprengtes oder weißstreifiges Massengestein, das u. d. binok. M. als ein hypidiomorph-körniges Gefüge erscheint, bei vorwaltender Beteiligung farbiger Gemengteile, und zwar von schwarzbraunem Biotit nebst schwarzbrauner und schwarzgrüner Hornblende, dagegen zurücktretender farbloser Gemengteile, und zwar mit weißgrauem, perlmutterglänzendem Plagioklas nebst etwas hehlweißem glasglänzendem Quarz mit ersterem verwachsen. Zu diesen Hauptgemengteilen gesellen sich als Nebengemengteile Titanit (Grothit), Magnetit und spärlich Pyrit. —

Der Biotit ist aus Lamellenpaketen aufgebaut, außerdem durch eine vollkommene basische Spaltbarkeit sowie starkem Pleochroismus ausgezeichnet, derselbe ist mit Hornblende verwachsen. Diese letztere ist makroskopisch schätzungsweise zu einer Hälfte tiefschwarzbraun, im Durchfalllicht sattbraun; zur anderen Hälfte jedoch tiefschwarzgrün, im Durchfalllicht olivengrün; sie bildet säulige Kristalle nach dem Amphibolprisma, in der Regel in der Prismenzone nach dem Orthopinakoid flach gedrückt, mit mangelhafter Endausbildung und polysynthetisch zu Kristallstöcken parallel verwachsen oder verzwillingt, ebenso häufig sind körnige Aggregate. —

Nachdem der Bericht C. v. Johns über die mikroskopische Untersuchung des unserem Ganglakkolithen angehörigen Hornblendebiotit-Diorit von Hackelsdorf nur spärlich fließt, so schien eine Dünnschliffuntersuchung an tadellos frisch erhaltenem Material dringend geboten, das gerade in dem Blockmeer an den Gehängen bei Ober-Kunzendorf gefunden wurde. Diese großen Steinblöcke stammen jedenfalls aus dem Innern einer gewaltigen Felsmasse, deren Trümmer durch Eismassen oder Steinströme transportiert wurden. Das zutage anstehende oder in kleinen Steinbrüchen aufgeschlossene Dioritmaterial war durchwegs verwittert, unfrisch, daher unbrauchbar.

Im Dünnschliffbilde u. d. P. M. besitzt das Gestein ein auffallend grobes Korn und ist zusammengesetzt aus den folgenden Hauptgemengteilen: Große Plagioklasse sind granitisch körnig verwachsen mit gemeiner grüner Hornblende und braunen Biotit; als Nebengemengteile sind zu konstatieren: kleine Quarzkörner, vereinzelt Individuen von Orthoklas und Zoisit sowie Kalzit; akzessorisch findet sich Ilmenit, Titanit und einzelne schlankprismatische Apatite.

Von hervorragendem Interesse unter den Komponenten sind die großen porphyritisch hervortretenden Plagioklasse, zum Teil mit prachtvoller Zwillingslamellierung ausgestattet, die dem Albitgesetz folgt, wozu sich das Periklingesetz stellenweise gesellt, woraus sich prächtige überaus scharfe Gitterwerke entwickeln. Lamellierter Plagioklas macht oft in demselben Individuum homogenem Platz. Da und dort bemerkt man keine scharfen Lamellen, wohl scheinen

regellos begrenzte und wolkenartige Kristallstücke des Plagioklases zueinander in Zwillingstellung zu treten; auch Doppelzwillinge nach dem Albit- und Karlsbader Gesetz kommen vor. In großen Plagioklasen, welche ausgezeichnete Zwillingbildung nach dem Albitgesetz zeigten, wurden die Auslöschungsschiefen gegen die Zwillingsgrenze gemessen und im Mittel = 28° berechnet, entsprechend der Zusammensetzung von 49% *Ab* + 51% *An*, was sauren Labradorit feststellen läßt. — In vielen Plagioklasschnitten wurde Zonenstruktur festgestellt, deutlich auf schaligen Kristallbau hinweisend, und zwar mit von innen nach außen zunehmender Auslöschungsschiefe, also nach außen steigendem Anorthitgehalt, es liegt inverse Zonenstruktur vor; der Unterschied zwischen Kern und Hülle beträgt $6\frac{1}{2}\%$ des Anorthitgehaltes. — In manchen lamellierten Plagioklasen liegt aber auch der umgekehrte Fall vor, daß der Kern reicher an Anorthitsubstanz ist als die Hülle, das heißt, daß der \angle der Auslöschungsschiefen von innen nach außen abnimmt, wie bei Eruptivgesteinen Regel. — Die Form der Plagioklasse ist zumeist dick tafelförmig mit vollkommener Spaltbarkeit nach (010) und (001) markiert durch scharfe Spaltrisse. An der Peripherie der großen Plagioklasse ist in der Regel ein kataklastisches feinkörniges Aggregat von Feldspat und Quarz zwischenräumlich eingeklemmt.

Von Einschlüssen der Plagioklasse sind bemerkenswert Biotitlamellen, welche zumeist winzig klein und dann um so zahlreicher durch das ganze Individuum verteilt sind; ferner fand Verfasser darin vereinzelte Längs- und Querschnitte von Zoisit mit pyr.-prismatischem Habitus, nebst vollkommener Spaltbarkeit nach (010), die Lichtbrechung ist hoch $n = 1.70$, die Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.007$ sehr niedrig.

Die an Menge unter den Hauptgemengteilen an zweiter Stelle stehende gemeine Hornblende ist stets saftgrün, niemals braun (im Gegensatz zu dem makroskopischen Befund), ihr Pleochroismus ist stark a hellgrünlichgelb, b grasgrün, c blaugrün, daher Schnitte nach (100) blaugrün bis grün, solche nach (010) blaugrün bis gelb; Kristallformen erscheinen an ihr selten und meist unvollständig, zum Teil skelettartig, es sind bloß sehr einfache gedrungene Prismen $\infty P(110)$ ohne terminale Flächen ausgebildet; Zwillinge nach (100) sind nicht gerade selten und lassen dann die Schnitte zwei scharf getrennte Hälften erkennen. Häufig sind solche Individuen, die nur eine Kristallfläche besitzen, welche den Spaltrichtungen parallel geht, oft erscheinen die Quarzschnitte bloß als mehr oder weniger zugerundete Rhombuse oder sie sind anderweitig verstümmelt, so daß nur Fetzen und Lappen zurückbleiben und diese auch in die Länge bis zur Zerreißen ausgezogen. Alle diese Erscheinungen sind teils auf magmatische Korrosionen, teils auf Pressungen senkrecht zu den Gangsaalbändern zurückzuführen. Die Spaltbarkeit nach (110) ist vollkommen, welche in Querschnitten einander unter dem $\angle 124\frac{1}{2}^\circ$ kreuzende dichtgedrängte Spaltrisse liefert. Die Lichtbrechung ist mäßig $n = 1.64$, die Doppelbrechung in den lichtdurchlässigen Schnitten $\gamma - \alpha = 0.024$, sonst werden die Interferenzfarben durch die starke Eigenfarbe unterdrückt; die Auslöschungsschiefe oder die Neigung $c:c$ wurde in

zahlreichen Schnitten gemessen und beträgt 12 bis 13° im spitzen Winkel β .

Von Einschlüssen der Hornblende sind insbesondere hervorzuheben: Ihre Durchlochung mittels kleinen, teils dihexaedrischen Quarzkristallen, meist nur zugerundeten Quarzkörnern, oft in großer Menge; farbloser Titanit, zum Teil Leukoxen, opaker Illmenit, sind vielfach eingesprengt. —

Der Biotit hält an Menge der Hornblende das Gleichgewicht, mit welcher er teils parallel, zumeist unregelmäßig verwachsen ist; derselbe besitzt längsgestreckte rechteckige Formen, an den kurzen Seiten von *P*-Flächen begrenzt, meistens aber daselbst wie abgebrochen zackig oder aber stumpf endigend, ebenso häufig sind durch Korrosionen unregelmäßige Lappen und Fetzen desselben. Basisschnitte sind ohne Spaltrisse, Längsschnitte zeigen sich von überaus feinen und vielen basischen Spaltrissen durchzogen. Schöne Zwillingsbildung in Längsschnitten gut kennbar, gewöhnlich aus zwei Individuen zusammengesetzt, welchen da und dort ein drittes Individuum eingeschaltet erscheint. Auch ist Zonenstruktur bemerklich, auf eine schalige Zusammensetzung hinweisend. Im Schliff gelbbraun, der Pleochroismus sehr stark, *a* hellbraungelb, *b* rotbraun, Basisschnitte *c* rotbraun, *b* zuweilen eine Schattierung dunkler. Die Achsenebene ist (110), die spitze negative Bisektrix *a* weicht kaum merklich von der Vertikalachse ab, demzufolge überall gerade Auslöschung parallel zu den Spaltrissen; die Lichtbrechung $n = 1.59$, die Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.038$ (daher die Interferenzfarben wie bei Muskovit), Basisschnitte isotrop. Nach diesem Verhalten muß dieser Glimmer zum Meroxen, an der Grenze gegen die eisenfreien Magnesiaglimmer des Phlogopit gestellt werden. —

An Einschlüssen des Biotits sind anzuführen zugerundete Quarz- und Plagioklaskörner, womit derselbe mehr oder weniger durchlocht erscheint. Biotit und Hornblende legen sich um die großen Plagioklaskörner wellig herum, beide bilden angenähert parallele Reihen zwischen den Reihen der Plagioklase und sind in dieser Richtung längsgestreckt, wodurch ein schwacher Parallelismus zum Ausdruck kommt.

Der Quarz ist nur in kleinen, sehr unregelmäßigen Körnern im ganzen Schliff in untergeordneter Menge verteilt. — Der Kalzit ist ganz vereinzelt zwischen den übrigen Komponenten eingekeilt; derselbe ist durch schöne Zwillingsbildung charakterisiert.

Nach den obigen Ausführungen ist die Ausscheidungsfolge der ursprünglichen Komponenten:

Illmenit, Titanit (Leukoxen), Apatit;
Hornblende und Biotit;
Quarz, zuletzt Plagioklas. —

Umwandlungs-Erscheinungen.

Solche sind gerade in diesem so überaus frischen Gestein von großer Bedeutung und verweisen auf eine frühzeitige posteruptive hydrothermale Tätigkeit von ungewöhnlicher Intensität, und zwar sind speziell die großen Plagioklase davon betroffen worden, welche

eine tief eingreifende Veränderung erfahren haben und wesentlich in einer Zeolithisierung bestehen. Makroskopisch ist allerdings an den Stufen nicht das geringste wahrzunehmen. Prächtige zwillingslamellierte Plagioklase erscheinen gewöhnlich in ihrem Innern in unregelmäßigen Partien und Nestern völlig zerstört in eine parallel und verworren fasrige, zum Teil büschelig und rossettenförmig aggregierte Substanz zeolithischer Natur, zu deren Zerlegung es der stärksten Systeme bedarf; von schwacher Lichtbrechung, dagegen starker Doppelbrechung, welche nach Maßgabe der reingelben und gelbgrünen Interferenzfarben II. Ordnung $\gamma - \alpha = 0.029$ beträgt, mit gerader Auslöschung in der Längsrichtung der Fasern, demnach wahrscheinlich ein Thomsonit vorliegen dürfte; dazwischen sich ein netzartiges Geäder drängt, das optisch strukturlos und isotrop erscheint, sowie an die Balken des Serpentin erinnert.

In solchem parasitären Thomsonitaggregat finden sich neben vielen Plagioklasresten außerdem unregelmäßige Lappen und Fetzen von Titanit, charakterisiert durch seine hohe Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.115$, deshalb die irisierenden Interferenzfarben hoher Ordnungen (ähnlich wie bei Kalzit) und die schiefe Auslöschung, welche gegen die Spaltrisse gemessen wurde und den $\angle = 25^\circ$ ergab, bei ungewöhnlich starker Achsendispersion. Ferner bemerkt man inmitten solcher Thomsonitaggregate weitgehend zerfressene Ilmenite. — Die gedachten hydrothermalen Umwandlungsprozesse dürften sich in der Weise vollzogen haben, daß die Zeolithisierung mit der Entkalkung der Plagioklase Hand in Hand ging, dabei durch die Reaktion von Kalk und Ilmenit, Titanit gebildet und gleichzeitig der oberwähnte Kalzit ausgeschieden wurde. —

Zusammengescharte Aggregate der Hornblende weisen in ihrem Innern eine Umwandlung zu Chlorit auf; derselbe ist im Durchfalllicht hellgrün, der Pleochroismus kaum merklich grünlich (parallel 001) und weißlich senkrecht dazu; die Doppelbrechung nach den grünlich-grauen Interferenzfarben $\gamma - \alpha = 0.008$, die spitze positive Bisektrix c steht \perp auf (001), doch ist sie stellenweise mehr oder weniger geneigt, so daß die Auslöschungsschiefe $\angle c : c = 0^\circ$ bis 10° schwankend, deutlich zu erkennen ist, daher dieser Chlorit zum Klinochlor gerechnet werden muß. In der gedachten Chloritmasse bemerkt man sehr zahlreiche kleine Ueberreste der Hornblende welche durch die viel größere Auslöschungsschiefe leicht und sicher zu erkennen sind. Peripherisch bemerkt man durchwegs frische Hornblende, der Prozeß somit von innen nach außen fortschreitet.

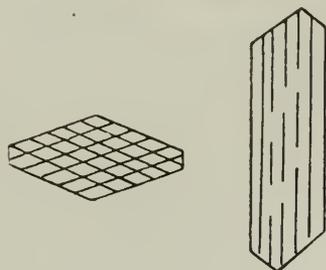
Wir können wohl auf Grund der obigen Untersuchungen den geringen Gehalt an Quarz vernachlässigen und das Gestein kurzweg als Hornblendebiotit-Diorit bezeichnen, dessen Struktur durch die großgewachsenen Plagioklase zur porphyritischen hinneigt. —

Im Gegensatz zu der vorstehend genau untersuchten dunklen Varietät unseres Diorits steht die helle Abart desselben, worin die stärkere Beteiligung farbloser Gemengteile auf Kosten der farbigen in Zunahme begriffen erscheint, was sich namentlich darin ausspricht, daß sich der Plagioklas nebst Quarz zu weißen Streifen und Striemen aggregieren, außerdem sind in der Gesteinsmasse 5 — 10 mm

große rundliche Einsprenglinge des Plagioklases porphyrisch ausgeschieden. Die Hornblende ist in solchem Gestein teils zu größeren Körnerhaufen zusammengeschart, teils in automorphen Kristallen der Komb.-Form (110). (010). (101). (011) polysynthetisch zu Kristallstöcken „schilfigstengelig“ aggregiert, sie ist tiefschwarzgrün,

Fig. 9.

Quer- und Längsschnitt der Hornblende.



im Durchfalllicht olivengrün. Der Biotit besteht aus dicken Lamellenpaketen, er besitzt vollkommene Spaltbarkeit und starken Pleochroismus, seine Farbe ist ebenfalls tiefschwarzgrün, im Durchfalllicht gelbgrün. —

Anlässlich der Verbreiterung der Gemeindestraße von Mähr.-Altstadt nach Großwürben wurden die Randdiorite des Teltschtales an mehreren Stellen angehauen, daher bei dieser Gelegenheit gut studiert werden konnten. In den Randdioriten wächst die Menge der farbigen Gemengteile, dagegen Feldspat nebst Quarz ausfallen, das heißt das Gestein wird gegen die Grenzfläche hin konstant basischer. Der Glimmer desselben ist rotbraun bis kolumbinrot und möchte wohl zum Phlogopit eingereiht werden, seine Menge vermehrt sich auf Kosten der Hornblende, so daß diese letztere fast gänzlich ausfällt und wir es mit einem braunvioletten Glimmerdiorit zu tun bekommen. Durch solche Vermehrung der Biotite kommt es zur Ausbildung von Parallel-, beziehungsweise Schieferstruktur und in den äußersten Randpartien übergeht alsdann der Diorit schließlich in braunvioletten feinstreifigen Dioritschiefer. — Ein Teil der braunvioletten massigen Randdiorite am rechten Teltschbachgehänge oberhalb dem Bauer Thannhäuser ist dadurch ausgezeichnet, daß er viele korrodierte, zugerundete Körner von kolumbinrotem Granat als Einsprenglinge enthält. Der letztere zeigt noch deutliche Spuren ursprünglicher Ausbildung nach ∞O (110) und gehört dem Almandin an, und weil er als Strukturzentrum dient — er wird stets von Biotit umkränzt —, so ist er als eine frühe Bildung aufzufassen. Der Granat erreicht Hanf- bis Erbsengröße.

In einem anlässlich des Straßenbaues neu eröffneten Steinbruche oberhalb dem Anwesen des Thannhäuser kommen in den dortigen

basischen Randdioriten auch pegmatitische Gebilde, und zwar gangförmig vor. Solcher Dioritpegmatit ist wesentlich aus grobkörnigem Plagioklas und Quarz und 1×2 cm großen Tafeln von Meropen zusammengesetzt, akzessorisch ist Granat.

Vergleichen wir vorstehende Untersuchungsergebnisse mit den früheren oben angeführten, insbesondere den Dünnschliffanalysen der Diorite, so geht daraus die nahe Uebereinstimmung der petrographischen Charaktere hervor. Betrachten wir ferner rückblickend den überaus langen Gangzug unserer Dioritmassen, so staunen wir über die auffällig gleichmäßige petrographische Zusammensetzung dieser Hornblendebiotitdiorite auf ihrem langen Wege, auf so weite Entfernungen, was ein merkwürdig gleichmäßig chemisch gemischtes Urmagma zur Voraussetzung hat, um solch gleichartige Kristallisationsbedingungen aus dem Schmelzfluß zu schaffen. Eine Differenzierung der Kristallisationsprodukte dem Hauptstreichen entlang hat nicht stattgefunden, sie war in dieser Richtung so gut wie ausgeschlossen; dagegen hat eine Spaltung innerhalb der Dioritmassen, beziehungsweise ihrer Ausscheidungsprodukte senkrecht auf das Streichen nach den Saalbändern hin stattgehabt, in der Weise, daß in letzterer Richtung die ausgeschiedenen Massen sich an farbigen Silikaten stetig anreicherten, beziehungsweise dahin basischer geworden sind und gleichzeitig die an Plagioklas reichen Massen im zentralen Kern des Ganges zur Konzentration gelangten, welche häufig zur porphyritischen Struktur hinneigen.

Randliche Verdichtung des Gesteinskornes ist eine allgemeine Erscheinung: während in der Gangmitte ein grobes Korn herrschend ist, erfolgt gegen die Saalbänder ein allmähliches Herabsinken der Korngröße, letztere ist von der Abkühlung der Intrusivmasse an den Ganggrenzflächen bedingt und davon abhängig.

Damit ist Parallelstruktur in den Randpartien und gegen die Saalbänder hin innig verknüpft, welche sich bis zur Ausbildung von feinstreifigen Dioritschiefer steigern kann. Dagegen fehlt den zentralen Hornblendebiotitdioriten makroskopisch jede Parallelstruktur und nur u. d. M. konnte ein schwacher Parallelismus der Hornblende-Biotitreihen einerseits und den Reihen der porphyrischen Plagioklase andererseits erkannt werden, welche Erscheinung wohl als ein fluidales Phänomen aufzufassen ist. —

G. v. Bukowski hat auf dem neuen Kartenblatte Mähr.-Neustadt—Schönberg nebst den dazugehörigen Erläuterungen in Begleitung seines „Hornblendegranitites“ noch einen „Perlgneis“ ausgeschieden. Dieser ist jedoch nichts anderes als ein Differentiationsprodukt unseres Hornblendebiotit-Diorits, welchem eine ausgezeichnete Parallelstruktur eignet und worin die porphyritischen Bytownit-Einsprenglinge als bis nußgroße Augen erscheinen. Genetisch gehört also der sogenannte „Perlgneis“ zu unserem Dioritgabbrogange, demzufolge dessen Abtrennung bei den nahen Beziehungen zum Diorit sich als eine willkürliche Aktion darstellt, daher auf der beiliegenden geologischen Uebersichtskarte selbstredend unterlassen wurde.

Gesteine der graphitführenden Gebirgsfalte zwischen Mähr.-Altstadt und Goldenstein¹⁾.

Hochwichtig und im hohen Grade charakteristisch ist unser Schiefermantel in dem breiten Raume zwischen Mähr.-Altstadt und Goldenstein entwickelt, er kann hier nicht nur auf Vollständigkeit aller seiner sonstigen Gebirgsglieder Anspruch erheben, sondern es kommen hier noch hinzu der Graphitsattel bei Klein- und Großwürben nebst der angrenzenden Graphitmulde bei Goldenstein.

Neben dem großen Spaltenausbruch des langen lakkolithischen Dioritgabbroganges haben seitlich kleinere Ausbrüche des dioritisch-gabbroiden Magmas stattgefunden, wodurch sich das Auftreten von Dioritgneis (beziehungsweise dickschiefrigen Hornblendegneis), Gabbroamphiboliten (Plagioklas- und Granat-Amphiboliten, Gabbroamphibolschiefern und Hornblenditen, Hornblendefels), in der östlich angrenzenden Altstadt-Goldensteiner stehenden Gebirgsfalte mit ihren Graphitlagern erklärt.

Im Innern der Antiklinale von Klein- und Großwürben begegnen wir einem domförmigen Kern von Glimmerschiefer und Schiefergneis, darauf folgt ein elyptisch geformter ringsum geschlossener Amphibolitzug, darüber im Hangenden der Kalksteinzug mit dem Sattelflöz lagert, dessen lange Sattelaxe 5 km, die kurze 2.5 km mißt. Ueber dem letzteren Kalksteinband folgen nun an der nordöstlichen Sattelflanke dickschiefrige Dioritgneise (Hornblendegneis), während an der südwestlichen Sattelflanke eigentümliche dichte und plattige Hornfelse herrschen, welche lokal von grobkörnigen feldspatreichen Pegmatitmassen durchsetzt werden, welche letztere im Gegensatz zum femischen, den salischen Typus, des dioritisch-gabbroiden Magmas repräsentieren. Die gedachten Hornfelse an der südwestlichen Sattelflanke sind überaus feinkörnige, hellweißgraue Gesteine, die als ein 300 bis 600 m breites Gesteinsband, den ringförmigen Kalksteinzug mit dem Sattelflöz, zur Hälfte seiner Peripherie umfassen. Unter dem Kalksteinring folgt noch ein zweites Band solcher hellweißgrauer überaus feinkörniger Hornfelse, dessen Breite von 200 bis 500 m wechselt und dem Amphibolitzug im Innern des Sattelkernes an seiner westlichen Flanke auflagert. —

Die letztgedachten Gesteine der Außenzone werden alsdann durch einen großartigen ringförmigen Amphibolitzug an der äußeren Sattelperipherie lückenlos umschlossen, worauf dann die Glimmerschiefer und Sedimentgneise (ähnlich jenen des Sattelkernes) die Reihe der zugehörigen Gebirgsglieder beschließen. Es muß jedoch, um Mißverständnissen vorzubeugen, mit Nachdruck betont werden, daß ein Teil dieser ringförmigen lagerartigen Züge von Amphibolit und Hornblendeschiefer sehr wahrscheinlich von Diabasen abstammt und nicht zum Eruptionsfolge des Diorits gehört; nähere Untersuchungen fehlen noch.

¹⁾ Siehe die geol. Karte und das Profil l. e. pag. 23 u. 56.

In der südöstlich anstoßenden Synklinale finden wir zwei Kalksteinlager mit Amphibolitstöcken, Quarzitlagern und Graphitflözen, welche die einander zufallenden Muldenflügel darstellen, während das Muldeninnere durch mächtige Hornblendebiotitgneise (wahrscheinlich vom Diorit abstammend), Plagioklas- und Granat-Amphiboliten ausgefüllt werden, welche letztere auf Gabbros als Ursprungsgesteine hinweisen.

Ob nach Analogie des benachbarten großen Dioritgabbroganges auch die Hornblende- und Hornblendebiotitgneise des Altstadtdorits tatsächlich von Dioriten, die Plagioklas- und Granat-Amphibolite von Gabbros abstammen, bleibt späteren Untersuchungen vorbehalten. Die Wahrscheinlichkeit spricht dafür jedoch mit dem Unterschiede, daß wir uns die letztgedachten Eruptivgesteine zum Teil als Deckenergüsse vorzustellen haben und ein Teil der Amphibolite insbesondere die Granat-Amphibolite als stockförmige Massen die Kalksteinzüge mit ihren Graphitflözen durchbricht oder im Liegenden oder Hangenden begleitet.

Unter dem Einflusse der gedachten Eruptivgesteine machte sich eine ausgebreitete Kontaktmetamorphose geltend, welche alle Sedimente mit wechselnder Intensität ergriffen und den neuen Mineralbestand derselben geschaffen hat; hierbei wurden die Kalksteine teils zu Marmor, untergeordnet Kalksilikatfels, meist jedoch zu Diopsidkalkstein weiterschreitend zu Ophikalziten umgewandelt, die Sandsteine ergaben Quarzite, die Tonschiefer sind zu Phylliten, Glimmerschiefer sowie Schiefergneisen, die sandig-grauwackigen Gesteine zu Hornfelsen geworden und endlich die phytogenen Sedimente der Kontaktmetamorphose zu Graphit und Graphitschiefer sowie Graphitkalkstein anheimgefallen, auf welchem sich seit ungefähr 100 Jahren ein blühender Bergbau entwickelt hat.

Von ganz besonderem Interesse ist es, die kontaktmetamorphische Bildung des Diopsid-Kalksteins an einem Beispiel im Dünnschliff unter d. P. M. zu verfolgen. Der Dünnschliff wurde aus jenem grobkörnigen zu Marmor umgewandelten Kalkstein entnommen, welcher im Hangenden des Sattelflöztes lagert und mit dem Oberstollen am Kiesbergbau zu Peterswald 10 m ebensöhlig überfahren wurde. Dieses übrigens vollständig frisch erhaltene Gestein zeigt starke Diopsidbildung auf allen Strukturflächen (Schicht- und Zerklüftungsflächen) in Form von Schmitzen, Leisten und Adern dem Gestein eingeschaltet.

Diopsidkalkstein vom Kiesbergbau Peterswald.

Schon mit freiem Auge und mit der Lupe kann an den Stufen festgestellt werden, daß der Kalkstein in einem grobkörnigen hellgrauen bis weißen Marmor umgewandelt ist, derselbe erscheint mit Eisenkies (Pyrit) und Graphitblättchen stark durchschwärmt; ferner findet man darin einen olivgrünen Pyroxen, in bald größeren, bald kleineren rundlichen Körnern und unregelmäßigen Kristallen; derselbe zieht dergestalt und in Leisten und Schmitzen

zwischen den Kalzitkörnern hindurch und verbreitet sich in zusammenhängenden Ueberzügen auf den Strukturflächen des Marmors.

Im Dünnschliff u. d. P. M. bemerkt man, daß der Marmor aus sehr verschieden großen farblosen bis weißen Kalzitkörnern zusammengesetzt ist, welche durch vollkommene Spaltung nach $R(10\bar{1}\bar{1})$, demzufolge scharfe und gedrängte Spaltrisse charakterisiert und allgemein durch polysynthetische Zwillingsbildung nach $\frac{1}{2}R(0\bar{1}\bar{1}2)$ ausgezeichnet sind, deren Zwillingslamellen schwankende Breite zeigen und bis zur Feinfaserigkeit herabsinken. Im Schliff farblos und graulichweiß, bräunlich und schwärzlich, mehr oder weniger stark bestäubt. Starke negative Doppelbrechung $\omega - \varepsilon = 0.172$ bedingt bei \times Nikols die blau und grün irisierenden weißlichen Interferenzfarben hoher Ordnung. Zufolge der für den ω - und ε -Strahl verschiedenen Lichtbrechung, schwankendes Relief je nach dem das Licht die Kristallschnitte oder die Zwillingslamellen als ω - oder ε -Strahl durchläuft, ebenso tritt auch die Absorption der beiden Strahlen mit dem Sinne $\omega > \varepsilon$ auffällig hervor und noch auffälliger wird diese Erscheinung in den polysynthetisch verzwilligten Kalzitindividuen, wo bei ausgeschaltetem Analysator das eine Lamellensystem farblos, das andere in lebhaften blauen und braunen Farben erglänzt. An der Peripherie der großen Kalzitkörner drängt sich ein kataklastisches feinkörniges Aggregat von Kalzit zwischendurch, stellenweise schreiten diese Spuren mechanischer Einwirkung bis zur Ausbildung von Mörtelstruktur fort. —

In solchen zerbröckelten Kalziten und überhaupt an der Grenze der großen Kalzitindividuen begegnet man bald kleinen, bald größeren Körnern eines Diopsid, der nach Art des Diallag durch lamellaren Bau parallel (100) scharf charakterisiert erscheint; die großen Körner sind mindestens 20 mal größer als die kleinen; Kristalle fehlen. Derselbe ist im Schliffe farblos, kein Pleochroismus, die Lichtbrechung höher als im Kalzit, daher das stärkere Relief, die Doppelbrechung ist nach Maßgabe der orange gelben und die orangeroten Interferenzfarben II. Ordnung $\gamma - \alpha = 0.030$ bis 0.033 ; die Auslöschungsschiefe $c:c = 37$ bis 38° im stumpfen Winkel β , welcher Wert an zahlreichen Individuen gemessen wurde. Die großen Diopside zeigen einen Zerfall in eine Anzahl kleinerer Körner von verschiedener optischer Orientierung. Daß sich unser Diopsid auf Kosten des Kalzits entwickelt hat, geht aus seinen starken, gegen den Kalzit gerichteten Ausbuchtungen und Kristallisationshöfen hervor. Von besonderem Interesse ist die Beobachtung von dem Vordringen der Diopsidsubstanz von Molekül zu Molekül auf den einzelnen Zwillingslamellen des Kalzits, das sich u. d. P. M. gut verfolgen läßt, bis das ganze Individuum davon erfaßt wird.

Von den Nebengemengteilen ist der Eisenkies (Pyrit) hervorzuheben, an dem unser Kalkstein außerordentlich reich ist und wodurch derselbe besonders charakterisiert erscheint. Der Eisenkies umhüllt einen großen Teil der großen Kalzitkörner an ihrer Peripherie, er ist aber auch allerdings weit weniger oft und nur in kleinen Individuen

im Innern der Kalzitschnitte zu sehen. Andererseits sind schöne, regelmäßig geformte kleine Kalzit rhomboeder verschiedener Schnittlage im Eisenkies eingeschlossen. Derselbe läßt zumeist die Form $\infty O \infty$ (100)

weniger oft die Kombination $\frac{\infty O 2}{2} . \infty O \infty$ (210 . 100) auch im Schliß

deutlich erkennen, er ist durch seine im Auffalllicht charakteristische speisgelbe Farbe und den hohen Metallglanz leicht erkennbar, insbesondere bei abgeblendetem Spiegel. Nach obigem Verhalten würde man rückschließen, daß Kalzit und Pyrit gleichzeitig kristallisierten, was aber nicht ganz zutrifft. Daß das Schwefeleisen bereits im ursprünglichen Kalkstein vorhanden war, beziehungsweise beide gleichzeitig niedergeschlagen wurden, darüber kann kein Zweifel bestehen, jedoch bei der kontaktmetamorphen Umkristallisation ist der an Masse weit vorherrschende Kalzit zuerst, unmittelbar darauf der Eisenkies ausgeschieden. Die Pyritbildung hat aber bereits zur Zeit der Kalzitausscheidung im beschränkten Maße angefangen und hat ihren Höhepunkt erreicht, als die Kalzitbildung bereits aufgehört hat. Von einer tatsächlich jüngeren oder späteren Kiesimprägation, wie Prof. Weinschenk behauptet, kann keine Rede sein, dafür bieten unsere Gesteine keinerlei Anhaltspunkte, diese steht auch mit dem einfachen Bildungsvorgange der letzteren im unlösbaren Widerspruche¹⁾.

Was endlich den akzessorisch beigemengten Graphit betrifft, so bemerken wir, daß nur vereinzelte größere Blättchen davon im Schliß zu sehen sind, sie erscheinen nicht immer völlig opak, sondern sind durchscheinend mit bläulichem Lichtschein; dagegen enthält ein Teil, und zwar die rauchgrauen Kalzitschnitte zahllose Punkteinschlüsse von Graphitstaub in feinsten Verteilung durch die betreffenden Körner verbreitet, wodurch die hellgraue Färbung unseres kristallinen Kalksteins, beziehungsweise Marmors bedingt wird.

Diopsidkalkstein von der Schnaubeltkoppe zu Kleinwürben.

Zu den hervorragend charakterisierten Vertretern seiner Art gehört der Diopsidkalkstein mit seinen schönen Diopsidkristallen, welchen Verf. auf der Schnaubeltkoppe oberhalb Kleinwürben im Hangenden des dort durchstreichenden Sattelflözes in einem kleinen Steinbruch aufgefunden hat. Es bricht daselbst ein dunkelgraublauer mittelkörniger kristalliner Kalkstein mit reicher Graphitimprägation, der in Form kleinster, stark metallisch glänzender Blättchen und ebensolchen Körnern dem Gestein eingestreut ist; weniger reichhaltig ist derselbe mit Eisenkies eingesprengt; ferner findet sich darin als Nebengemengteil ein stark perlmutterglänzender Muskovit in kleinen Schüppchen verstreut. —

Dieser kristalline Kalkstein enthält zahllose Kristalle und Körner von Diopsid eingewachsen, welche insbesondere an den

¹⁾ Zur Kenntnis der Graphitlagerstätten. Abhdlgn. d. k. bayr. Akademie. d. Wiss. II. Cl. XIX., II. Abt., München 1897, pag. 19.

Strukturflächen und anderen freiliegenden Flächen der Verwitterung ausgesetzt, alsdann die Diopside frei hervorragen läßt; dieselben erreichen 15–20 mm Länge, bei 5–6 mm Breite, dagegen die kleinen Kristalle nur 5–3 mm und darunter lang werden, sie sind jedoch in um so größerer Zahl eingewachsen. Die meisten Diopsidkristalle sind bloß in der Prismenzone entwickelt, mit folgenden nach ihrer absteigenden Größe geordneten Flächen:

$$\infty P \infty (100) \cdot \infty P \infty (010) \cdot \infty P (110)$$

dagegen Endflächen fehlen. Vollständig ausgebildete Individuen mit Endflächen sind nicht allzu häufig, alsdann treten zu den bereits angeführten noch folgende Flächen hinzu:

$$o P (001) \cdot 2 P \infty (021) \cdot \frac{1}{2} P (312)$$

Der Habitus solcher Kristalle besitzt große Ähnlichkeit mit demjenigen des Diopsids von der Schwarzenstein-Alpe im Zillertal¹⁾ und aus dem Alatal (Testa. Ciarvo)²⁾. Spaltbarkeit nach $\infty P (110)$ ist an den Prismenquerschnitten senkrecht *c* sehr gut zu sehen, die Spaltrisse sind häufig so dicht gedrängt, daß Feinfasrigkeit parallel *c* entsteht; sehr gute Teilbarkeit nach (001) scharf ausgeprägt, Spaltbarkeit sowohl nach (100) als auch nach (010) gleichvollkommen. Die Farbe dieser Kristalle ist eisenschwarz, infolge massenhafter Graphiteinschlüsse; merkwürdigerweise sieht man nächst diesen graphitgeschwärtzten Individuen auch solche, die von Graphit frei, zu den hellgefärbten Diopsiden gehören, sie sind grünlichweiß und gelblichweiß; die ersteren sind matt, auf Bruchflächen oft metallisch glänzend, letztere dagegen glasglänzend. Außer den Graphiteinschlüssen bekommen wir in diesen säulenförmigen Diopsiden auch zahlreiche Pyrite zu sehen, da und dort mehr oder weniger angehäuft.

Verf. hat diesen Diopsidkalkstein bereits früher kurz beschrieben in seiner Abhandlung „Die Graphitablagerung bei Mähr.-Altstadt und Goldenstein“, jedoch den schwarzen Diopsid für Augit gehalten³⁾. Später sandte Verf. einige charakteristische Stufen mit schönen Diopsiden an das mineralogisch-petrographische Institut der Deutschen Universität Prag, wo Prof. A. Pelikan den Pyroxen eingehend untersuchte und denselben als einen tonerdereichen, eisenarmen Leukaugit beschrieben hat⁴⁾. Eine im späteren Zeitpunkte durch R. v. Zeynek ausgeführte chemische Analyse ergab jedoch einen fast reinen Kalkmagnesia-Diopsid⁵⁾. Danach hat unser Altstädter Diopsid nachfolgende prozentische Zusammensetzung:

¹⁾ C. Hintze, Mineralogie II. Bd., pag. 1059.

²⁾ Ebendasselbst pag. 1068.

³⁾ L. c. pag. 28.

⁴⁾ Tschermarks Min.-petr. Mitt., 19. Bd. 1900, pag. 106–110.

⁵⁾ Tschermarks Min.-petr. Mitt., 19. Bd. 1900, pag. 338–339.

	I.	II.	Molekular-
	P r o z e n t		prozente
Kieselsäure SiO_2 . . .	51·76	52·00	0·867
Tonerde Al_2O_3 . . .	1·65	1·70	0·016
Eisenoxyd Fe_2O_3 . . .	0·35	0·35	0·002
Eisenoxydul FeO . . .	0·69	0·71	0·010
Kalkerde CaO . . .	25·78	25·92	0·463
Magnesia MgO . . .	18·35	18·45	0·462
Natron Na_2O . . .	0·86	0·87	0·014
Wasser H_2O . . .	0·51	—	—
Kohlenstoff C . . .	0·52	—	—
Zusammen . . .	100·47	100·00	—

Die bei diesem Anlasse von Pelikan gefundene Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0·0157$ ist für Diopsid so auffallend schwach, daß dieser Wert unmöglich richtig sein kann, denn derselbe ist für Diopsid allgemein mit 0·029 ermittelt worden (siehe das Farbenschema von Michel Levy und Lacroix), womit auch die vom Verf. weiter oben für den Diopsid des demselben Vorkommen angehörigen kristallinen Kalkstein (Marmor) vom Kiesbergbau Peterswald gefundene Differenz der Brechungsexponenten $\gamma - \alpha = 0·030$ bis 0·033 nicht nur in naher Übereinstimmung steht, sondern noch etwas größer ist. Dagegen ist die Lage der I. Mittellinie für den Kleinwürbener Diopsid $\angle c:c$ für Na Licht = $36^\circ 36'$ für Li Licht $36^\circ 51'$ gefunden worden, was mit dem für den Peterswalder Diopsid gefundenen Winkelwert $c:c = 37 - 38^\circ$ gut übereinstimmt. Ferner erhielt Pelikan 2 Ea für Na Licht = $110^\circ 1'$ und für rotes Licht $112^\circ 30'$ und daraus 2 $Vna = 55^\circ 57'$ und 2 $Vli = 56^\circ 36'$; welcher für Diopsid klein erscheint.

Auch der kristalline Kalkstein aus dem zum Hauptaufschlußbau dienenden Aloisstollen des Graphitbergbaues bei Kleinwürben ist zum größeren Teil Diopsidkalkstein, welcher das Sattelflöz im unmittelbaren Liegenden und Hangenden konstant begleitet.

Ein weiterer Teil dieser kontaktmetamorphen Kalksteine besteht aus einem Gemenge von Muskovit, Kalzitindividuen, Diopsid, Graphitkörnern und -Schuppen als Hauptgemengteilen nach ihrer abnehmenden Menge geordnet; akzessorisch erscheint Magnetit, spärlich Granat. Man kann deutlich verfolgen, daß der Diopsid auf den zahllosen pseudorhomboedrigen Spaltungsklüften und sonstigen Strukturklüften des Kalksteins später eingewandert ist und sich dort angehäuft hat. Es ist leicht begreiflich, daß solcher Muskovit-Diopsidkalkstein mit HCl behandelt bloß ein sehr schwaches Aufbrausen zeigt; derselbe fühlt sich überdies sehr fettig an und dürfte wohl dieser Muskovit zum Serizit zu stellen sein.

Des öfteren wurde eine Wechsellagerung von hellgrünem bis schwarzgrünem Diopsid in zentimeterdicken Leisten und Trümmern mit blendendweißen Kalzitschnüren und -Lagen beobachtet. Der erstere ist teils rundkörnig, teils fasrig, Kristalle selten; mitunter

ist der Diopsid mit Graphitschüppchen imprägniert und dann schwarz gefärbt.

Aehnlichem Diopsidkalkstein begegnen wir auch im Hubertstollen am Baderberge bei Goldenstein, wo derselbe das unmittelbare Hangende und Liegende des Baderberg-Graphitflözes bildet und von mannigfaltigen Gabbro-Amphiboliten durchbrochen wird. —

Auf der obgenannten Schnaubeltkoppe, und zwar in der Lokalität, wo sich die alten Graphitschürfungen des Olmützer Kaufmannes Hirsch in der dortigen Josefszeche befinden, hat der Verf. einen bemerkenswerten Andalusitkalkstein gefunden, der für den kontaktmetamorphischen Charakter dieser Kalksteinmassen sehr bezeichnend ist; darin der Andalusit in schönen rhombischen Prismen entwickelt erscheint. Der zwischengelagerte Muskovitgneis enthält bis zollgroße Muskovittafeln. Weiter aufwärts am Teltschhübel, dort, wo die Barbarazeche gelagert erscheint, wurde vom Verf. ebenfalls Andalusit-Kalkstein gefunden. —

Das zum Teil marmorisierte Kalksteinlager im Hangenden des Baderbergflözes bei Schlögelsdorf führt nächst der Fleischerkapelle neben Graphitschuppen eine mehr oder weniger große Menge von Gramatit. Derselben kontaktmetamorphischen Gesteinszone gehören auch die teilweise marmorisierten Kalksteine von Setzdorf, Sorge und Wildschütz an, welche ebenfalls neben Graphitschuppen viele Gramatitsäulen enthalten. —

Die Hornfelse an der südwestlichen Sattelflanke, beiderseits des Teltschbaches nächst Kleinwürben.

Mannigfaltig und charakteristisch ausgebildete Hornfelse sind in den Steinbrüchen am rechten Teltschbachgehänge knapp unterhalb Kleinwürben aufgeschlossen, und zwar sind hier folgende Typen vertreten:

1. Hellweißgraue feinstreifige Andalusit-Biotithornfelse, als das vorherrschende Hauptgestein,
2. dunkelbraunvioletter Biotit-Feldspathornfels und
3. berggrüner chloritisierter Biotit-Feldspathornfels andalusitführend, als dagegen zurücktretende auf einzelne Bänke beschränkte Felsarten.

Makroskopische Untersuchung unter Mithilfe des binokul. Mikroskops:

ad 1. Der hellweißgraue streifige Hornfels erscheint uns als eine Anordnung des Andalusits in Körnerreihen, in dem herrschenden überaus feinkörnigen Feldspatquarzgemenge mit Hornfelsverband; und zwar heben sich namentlich auf den Schieferungsflächen im Längsbruche die stark glitzernden Spaltflächen des Andalusits ab, man sieht längliche, bald breitere, bald schmalere Leisten, und erkennt seine langprismatischen Gestalten kreuz und quer umherliegen. Akzessorisch ist Hornblende in Körnern und Schmitzen sowie schwarzbraune Flecken bestehend aus Ilmenit nebst Magnetit. Als Folge fortschreitender Umwandlung und damit zusammen-

hängender Druckwirkung verbreiten sich auf den Schieferungsflächen mannigfaltig verwachsene Muskovitaggregate, dagegen im Querbruche davon fast nichts zu sehen ist; sie haben sich gewiß auf Kosten des Andalusits und Plagioklas gebildet. Indem sich der Muskovit fortgesetzt anreichert, übergeht der im gedachten Kontakthofe herrschende Hornfels schließlich in einen gneisähnlichen Muskovit-Feldspathornfels. Sehr bemerkenswert und auffällig sind die dem herrschenden weißen glimmerfreien Hornfels parallel zur Foliation eingeschaltete, 1 bis 10 mm dicke Lagen von schwarzgrüner prismatischer, blättriger und faseriger Hornblende im innigen feinkörnigen Gemenge mit farblosem Feldspat.

ad 2. Der dunkelbraunviolette Biotit-Feldspathornfels erscheint als ein überaus feinkörniges Plagioklas-Quarzemenge, sehr reich mit schwarzbraunem Meroxen und gelbbraun durchsichtigem Phlogopit verwachsen, es sind durchwegs kleinste Schüppchen von unvollständiger, beziehungsweise skelettartiger Ausbildung, wie in Hornfelsen Regel.

ad 3. Der olivengrüne bis berggrüne Biotithornfels besteht zumeist aus viel Feldspat, wenig Quarz, mehr oder weniger mit Biotit in Blättchen durchwachsen, akzessorisch ist schwarzgrüner Amphibol wohl meist in Form von Skeletten. Es treten darin helle Schieferlamellen auf, worin die farbigen Gemengteile ganz ausfallen. Infolge Verwitterung werden Biotit und Hornblende zu Chlorit umgesetzt, gleichzeitig scheidet sich eine Menge Ilmenit aus, der in Form schwarzbrauner Flecken und Warzen die Strukturflächen überzieht, außerdem bilden kolumbiurote Granate neben Magnetit spärliche Uebergemengteile. Der berggrüne Biotithornfels wechsellagert mit dem braunvioletten in Form paralleler Streifen oder regellosen Striemen. Obige drei Hornfelsarten sind miteinander durch alle möglichen Uebergänge verknüpft und man sieht an den Steinbruchswänden wie rasch diese Gesteinsabänderungen miteinander abwechseln und wie groß ihre Mannigfaltigkeit ist. —

Andalusitbiotithornfels.

Von der oben sub 1. angeführten, weitaus vorherrschenden hellweißgrauen Felsart enthüllt das P. M. im Dünnschliff reihenförmig angeordnete Andalusite, welche im Bilde weitaus verwalten, und von grünbraunen Biotitschnüren umflochten werden, dazwischen flach ausgewalzte feinkörnige Quarz-Feldspataggregate hindurchziehen. Die ausgezeichnet parallele Anordnung dieser Komponenten läßt die vollkommene Schieferstruktur scharf markiert hervortreten, womit die Quetschung des Gesteins senkrecht zur Schieferung Hand in Hand geht; gleichzeitig finden wir, daß überall im Gestein, insbesondere in den Andalusitaggregaten der Hornfelsverband zur Geltung kommt. Als akzessorische Gemengteile sind zu nennen: Große Muskovitolamellen im Gestein einzeln zerstreut, sie zeigen schönen Zonenbau und hohe Doppelbrechung, daher die auffallend lebhaften Interferenzfarben. Erze fehlen dem Gestein gänzlich. —

Der Andalusit zeigt zum Teil quadratische, zum Teil runde Querschnitte sowie linsenförmige Anschwellungen, seine Körner sind von Biotit umsäumt, gewöhnlich ist er so massenhaft mit kohlig er Substanz erfüllt, daß er schwärzlich pigmentiert und dann nähere optische Bestimmungen daran unausführbar sind. Dessenungeachtet kann man an vielen Schnitten die gute Spaltbarkeit nach (110) gut erkennen, welche dicht gedrängte Längsrisse, in Querschnitten rechtwinklig sich kreuzende Risse liefert; sehr charakteristisch für unseren Andalusit ist die siebartige Durchlochung mit einer Unmasse kleinster Quarzkörnchen und Kriställchen. Interessant ist die Tatsache, daß man in solch schwärzlich pigmentierten Andalusit in zentraler Lage einen einzigen größeren Quarzkristall der Form $\infty P.R. - R$, seltener mehrere solcher erblickt, die merkwürdigerweise vollständig einschlußfrei und farblos sind.

Das lagenweise zwischengeklemmte Quarzfeldspataggregat besteht zumeist aus Quarz, daran reiht sich der Menge nach Orthoklas und diesem das Gleichgewicht haltend Plagioklas, mit teils sehr dünnen linienartigen, teils breiten Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz, was auf verschiedene Mischungsglieder der Kalknatronfeldspate schließen läßt. —

Andalusitführender Biotit-Feldspathornfels.

Bei Durchsicht des Dünnschliffs u. d. P. M. des oben sub 2 angeführten braunvioletten Hornfelses fällt uns sofort die große Menge Biotit auf, die in riemenförmiger, mehr oder weniger gewundener und verflochtener Anordnung zwischen den übrigen Komponenten von fast durchwegs geringer Licht- und Doppelbrechung hindurchzieht. Diese letzteren stellen ein überaus feinkörniges Gemenge von herrschendem Orthoklas und Plagioklas mit Quarz in auf und ab schwankender Menge; akzessorisch sind in einzelnen Teilen des Dünnschliffes zusammengescharte, von Graphit erfüllte Andalusite, die sich meist in der Nähe des Biotits finden; Erze sind selten oder fehlen gänzlich; farbloser Titanit in wenigen Individuen von zum Teil spitzrhombischem Querschnitt erscheint im Schliff einzeln zerstreut. —

Die Feldspate gehören teils zum Orthoklas mit perthitischen Verwachsungen, teils ohne solche; der Plagioklas ist teils aus überaus feinen Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz aufgebaut, zumeist aber bloß Zwillingshälftlinge. Sehr häufig sind Quarzeinschlüsse im Feldspat, womit derselbe mitunter siebartig durchlocht erscheint, es sind entweder unregelmäßige Körner oder Kristalle der komb. Form $\infty P.R. - R$; die feinen Zwillingslamellen lassen auf den sauren Charakter der Plagioklasmischung schließen.

Der Biotit erteilt der frischen Felsart ihre braunviolette Farbe und besitzt die für Hornfelse charakteristische rudimentäre und skelettartige Ausbildung seiner Formen: es sind kleinste, überaus feinfaserige, zum Teil strukturlose Blättchen und Leisten, gewöhnlich parallel zur Schieferungsebene, riemenförmig ausgezogen, kein Zonenbau, dagegen tiefe Eigenfarbe braungrün, seltener braun, daher nur

wenig charakteristische und seltene Interferenzfarben; der Pleochroismus ist α braungelb, β und ϵ tiefbraun bis schwarz. Dieser schlecht entwickelte Biotit ist parallel zur Schieferung verteilt, dergestalt, daß die Schieferlamellen dadurch in deutlicher Weise markiert erscheinen. Alle übrigen Komponenten sind ebenfalls feinkörnig ausgebildet, stoßen meistens stumpf aneinander, wodurch typische Hornfelsstruktur zum Ausdruck kommt, weniger häufig ist ein verzahnter Eingriff der Körner. Auch ist das gegenseitige Umschließen der Hauptgemengteile für den Hornfelscharakter entscheidend. —

Durch Verwitterung geht der Biotit in faserigen Chlorit über, welcher nach seinem optischen Verhalten zum Klinochlor zu rechnen ist, wie ich mich an den Dünnschliffen der beiden Felsarten, sub 2 und 3 überzeugt habe. Indem solche Chloritisierung in dem frischen Gestein nach Striemen sowie in regellosen Zonen vor sich geht, bis schließlich ganze Schichten davon ergriffen werden und dann daraus der sub 3 angeführte berggrüne chloritisierte Feldspathornfels hervorgeht. —

Es ist nicht im Rahmen dieser Arbeit gelegen, die mannigfaltigen Gesteinsarten des gewaltigen Dioritgabbroganges einer erschöpfenden Untersuchung zu unterziehen, dies soll für später aufgespart bleiben; hier wurden oben nur die wichtigsten und die bisher unbekanntesten Gesteinstypen hervorgehoben, in eingehender Weise untersucht und besprochen, worauf man sich beschränkt, weil der Schwerpunkt vorliegender Arbeit in der unten folgenden genauen Untersuchung und Besprechung der überaus mannigfaltigen Pyroxenite und Peridotite liegt.

Das Schieferdach, welches der gewaltige lakkolithische Dioritgabbrogang aufgehoben hat, erscheint wohl an den beiden Flügeln im hohen Maße unsymmetrisch, dessenungeachtet ist es beiderseits fast mit denselben Gebirgsgliedern entwickelt und besteht aus mannigfaltigen, in den obigen Profilen angeführten kontaktmetamorphisch weitgehend veränderten Sedimenten, die sich als eine über den Eruptivmassen aufgestülpte Kappe darstellen, davon die Scheitelkalotte seither durch die Erosion weitgehend abgetragen wurde. Während der Intrusion der gedachten Massengesteine sind nicht allein die mannigfaltigen Schiefer und Gesteine der Sedimentkappe kontaktmetamorphisch beeinflußt und aufgehoben worden, sondern es bahnten sich auch die ultrabasischen Spaltungsprodukte des Restmagmas ihren Weg teils auf den Schichtfugen der umschließenden Sedimente, oder erstere durchbohrten letztere auf Schloten diatrematisch, indem die magmatischen Gase die Schichtgesteine durchschlugen, wodurch die Wege geschaffen wurden, auf denen das Magma sofort empordrang.

Neben den Deckenergüssen auf dem Gebirgssattel und der angrenzenden Mulde zwischen Mähr.-Altstadt und Goldenstein erfolgte gleichzeitig in der Nachbarschaft die Intrusion des dioritisch-gabbroiden Ganglakkolithen, welcher zuletzt langsam erstarrte, wobei sich in den zentralen Gangteilen die sauren Glieder, in den Randteilen und gegen die Saalbänder hin, mannig-

faltige Gabbroamphibolite als basischen Gliedern, dieser merkwürdigen Massengesteinsreihe ausgeschieden haben. Nachdem solcherart die gedachte großartige Hauptspalte geschlossen war, hatte das Magma in der Tiefe nur noch den nötigen Druck, um die ultrabasischen Gesteine, und zwar die Peridotite und Pyroxenite in der Richtung des geringsten Widerstandes nach der Erdoberfläche zu fördern.

Die Ursachen für die Eruption sowie für die Metamorphose unserer Diorit- und Gabbrogesteine sind in dem Auftreten und der Fortdauer der tektonischen Störungen des Gebietes zu suchen, womit die Gebirgsbildung, das heißt die Erhebung des Glatzer und Spiegeltitzer Schneegebirges sowie des Reichensteiner- und Bielagebirges im ursächlichen Zusammenhange stehen. Die große Spaltentektonik und die Intrusion unserer Gangmassen stehen in einem innigen ursächlichen Kausalzusammenhange; dieselben verhalten sich gegeneinander wie Ursache und Wirkung; sie bedingten sich gegenseitig und sind fast gleichzeitiger Entstehung derart, daß Spaltenbildung und Intrusion unmittelbar aufeinander folgten. Die Massenbewegungen bei der Gebirgsentstehung äußerten sich in der Quetschung der Diorit- und Gabbrogesteine, woraus sich je nach der Nachgiebigkeit gegen diese tangentialen Druckkräfte und dem Alter ihres Ausbruches proportional, ein mehr oder weniger hoher Grad von Parallelstruktur und Schieferigkeit der verschiedenen Gesteinstypen ergeben hat, was schließlich zur Gneisstruktur führte, und zwar sind die Hornblendebiotit-Dioritgneise des Altstadt-Goldensteiner Graphitgebietes sowie die randlichen Hornblendedioritgneise des Ganglakkolithen am vollkommensten mit der gedachten gneisartigen Parallelstruktur ausgestattet, dagegen die zentralen Hornblendebiotitdiorite des in Rede stehenden Ganglakkolithen ihre granitisch-grobkörnige und dickbankige Struktur noch am besten bewahrt haben, weil sie während ihrer Intrusion den gebirgsbildenden Druckkräften weniger intensiv sowie auch zeitlich im geringeren Maße getroffen wurden. —

Ueerblicken wir an der Hand der beigegebenen geologischen Karte (Tafel I) das dargestellte Gesamtgebiet, so erscheint uns der gewaltige Dioritgabbrogang als eine merkwürdige geologische Einheit, welche samt ihrer beiderseitigen unsymmetrischen Schieferhülle eingeklemmt ist einerseits zwischen die große Granitgneiskuppel der Kepernik-Hochschargruppe im Ost, des Friedeberger Granitstockwerkes im Nord, sowie andererseits die Gneismasse des Bielagebirges und schließlich den Granitgneisfächer des Spiegeltitzer Schneegebirges im West, welcher bis in den Baudenwald fortsetzt und darüber hinaus im Kreidegolf von Schildberg bespült wurde. Wir befinden uns also in einer mannigfaltigen petrographischen Provinz, worin die weitaus vorherrschenden sauren Granitgneise, über die dagegen stark zurücktretenden intermediären Diorite und Dioritgneise, als auch die basischen Gabbroamphibolite bis zu den ultrabasischen Pyroxeniten und Peridotiten reichen, welche letztere sporadische Stockgesteine an kein bestimmtes Niveau gebunden sind. In der Gefolgschaft der Keperniker Granitgneismassen befinden sich gigantische Stockgesteine,

und zwar Stockpegmatite und Stockaplite sowie die Alkaligranitaplite von Neudorf, daran schließt sich die eigentliche Ganggefugschaft, bestehend aus schwachen Gangpegmatiten und Gangapliten sowie schwachen Gängen von Minettefels.

Dieser letztere erscheint als Rest unseres dioritisch-gabbroiden Magmas und stellt sich insofern als ein wertvolles Glied in der Reihe der Altersfeststellungen dar, als er unterdevonischen Phyllit durchbricht, also jünger als Devon ist, demzufolge wohl auch den übrigen Eruptivgesteinen ein postdevonisches Alter zukommt. Wir wissen übrigens, daß unsere Gneiskuppeln am Ende der Kulmperiode aufgedreht worden sind¹⁾.

Die Tatsache, daß die sauren Glieder unserer eruptiven Gesteinsreihe in gigantischen Kuppeln oder im weitgespannten Fächer auftreten, dagegen die intermediären und basischen Massen nur als relativ viel kleinere lakkolithische Gänge oder Massive (Zöptau) und die ultrabasischen als kleine Stöcke erscheinen, läßt sich auf eine intratellurische Differentiation des Magmas zurückführen, dabei dasselbe der Schwerkraft folgend sich nach dem spezifischen Gewichte sonderte, deshalb zuerst die oben liegenden, weil leichteren sauren Massen zur Förderung gelangten, dagegen die schweren basischen Bestandteile aus größerer Tiefe bloß in Form weit weniger umfangreicher Batholithe oder Gänge die Erdoberfläche erreichten, die ultrabasischen Gesteine sich gar nur als untergeordnete Ausläufer des tiefsten Magmaherdes darstellen. —

Die tektonischen Verhältnisse des Gebietes, bzw. des Ganglakkolithen und seines Schiefermantels.

(Hierzu die geologische Karte Tafel I.)

Nachdem wir die Petrographie und Stratigraphie im wesentlichen und an einer Reihe ganz neuer für Mähren bisher unbekannter Gesteinstypen eingehend erörtert haben, gelangen wir nunmehr zur näheren Untersuchung und Schilderung der denkwürdigen Tektonik unseres Dioritgabbroganges an der Hand der beiliegenden geologischen Karte.

Der große Dioritgabbrogang im Spieglitzer Schnee- und dem Bielagebirge beginnt im SSW an der Marchtal-Buschiner Bruchlinie und endigt im NW vor Weißbach nächst Jauernig, wo er an dem großen sudetischen Randbruch abgeschnitten wird; derselbe hat eine Gesamtlänge von 5·6 km und eine schwankende Breite von 1·2 bis 1·4 km an den schmalen und 2·3 bis 2·5 km, an den breiten Stellen, 2·7 bis 3·0 km im Maximum; durchschnittlich 2·2 km soweit derselbe unversehrt geblieben und nicht an dem sudetischen Randbruche abgesunken ist. Der nicht abgesunkene Teil hat daselbst nur eine stehengebliebene Breite von 0·5 km an der schmalsten und 1·5 km an der breitesten Stelle.

Die geologische Erscheinungsform dieses gewaltigen Ganges von Diorit und Gabbro macht in dem Teile, welcher an dem Buschiner

¹⁾ „Das metamorphe Diorit- und Gabbromassiv in der Umgebung von Zöptau“. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1911, 61. Bd., pag. 172—173.

Bruch einsetzt, längs des Marchtals, westlich der Graupa, am Kunzenbach und längs des Schlippentales fortsetzt, den Eindruck, als sei eine sudetische Querspalte mit erzgebirgischen Streichen nach 1 h 3 $\frac{1}{2}$ gd bis 2 h 10 gd mit dem dioritisch-gabbroiden Magma aufgepreßt worden; die Länge dieses Gangstückes beträgt 39·6 km. Von Niesnersberg und Gurschdorf anfangend bis Jauernig und Weißbach weitere 15·0 km Länge aber folgt der gedachte Dioritgabbrogang einer sudetischen Längsspalte mit dem hercynischen Streichen 21 h 13 gd. Der zentral ausgeschiedene quarzarme Hornblendebiotit-Diorit reicht jedoch nur bis an den Krebsbach vor Jauernig, das äußerste nordwestliche Ausstreichen gegen Weißbach hin, wird aber durch basische Ausscheidungen, und zwar mannigfaltige Feldspat-Amphibolite gebildet¹⁾. —

Das erstangeführte Gangstreichen liegt nahezu parallel der Längsachse des Spieglitzer Schneegebirges (Koppenzug) 2 h 0 gd, dagegen das letztgenannte Streichen parallel zur Längsachse des Altvater—Kepernik—Fichtlich-Haidenzuges = 21 h 6 gd gerichtet erscheint. Es ist wohl zweifellos daß die Bildung dieser nach erzgebirgischem und hercynischem Streichen knieförmig gebogenen großen tektonischen Gangspalte mit der Gebirgsfaltung im ursächlichen Zusammenhange steht. Später ist dann ein Teil der großen Gangbreite in dem Gangabschnitte Gurschdorf-Jauernig durch den großen sudetischen Randbruch (der dort zum Gangstreichen fast parallel nach 21 h 13 gd läuft) abgeschnitten worden und in die Tiefe der Neisseniederung abgesunken, und zwar erfolgte diese Absenkung staffelförmig.

Wie man sieht, läuft die gedachte gewaltige Längsstörung nahezu parallel zum hercynischen Streichen, welche sich als eine normale Verwerfung darstellt, mehr oder weniger mit der generellen Streichrichtung der daselbst angrenzenden Gebirgsglieder zusammenfällt und eine Senkung am Hangenden der Verwerfungskluft zur Folge hatte, mit der Wirkung, daß die kristallinen Gesteine vor der Verwerfung, hinter derselben gänzlich unterdrückt werden und sich dort an ihrer Statt die Neisseebene ausbreitet.

Die Verhältnisse der Dislokation von Buschin und der Marchtalspalte hat Verf. zuerst in ihrem Zusammenhange erkannt und darauf hingewiesen²⁾. Erst viel später befaßte sich auch G. v. Bukowski mit der Marchtalspalte und hat einige neue Details hinzugefügt³⁾, jedoch das Prinzip dieser großartigen Verwerfung hat Verf. bereits in ausführlicher Art und Weise festgelegt sowie den Kern der Sache nach erläutert, ohne daß G. v. Bukowski auf meine Ausführungen

¹⁾ Diese letzteren sind in der geol. Karte Taf. I in dem nördlichen Anteile, und zwar von der Abzisse 17 $\frac{1}{2}$ km an nicht ausgeschieden, weil dem Verf. nicht die Zeit übrig blieb, auch dort die Detailaufnahme zu besorgen, im anderen Falle sich sonst die vorliegende Publikation noch weiter verzögert hätte.

²⁾ Die nutzbaren Minerallagerstätten Westmährens. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1902, 52. Bd., pag. 385.

³⁾ Nachträge zu den Erläuterungen des Kartenblattes Mähr.-Neustadt und Schönberg. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1905, pag. 648.

zurückgekommen wäre. — Auch F. E. Suess hat in seiner neuesten Publikation¹⁾ bezüglich der Marchtalspalte bloß die Arbeiten G. v. Bukowskis berücksichtigt, dagegen die viel früheren prinzipiellen Ausführungen des Verf. übergangen.

Unterziehen wir nunmehr auch die Störungslinie von Buschin einer näheren Betrachtung, so findet man daß diese normal oder nahezu senkrecht auf das allgemeine Streichen (2 h) diesseits der Verwerfung, das ist genau nach 21 h 6 gd verläuft, also fast parallel zum hercynischen Streichen gerichtet ist, somit auch nahezu parallel zum sudetischen Randbruch, den wir oben näher beleuchtet haben. Im Marchtal selbst wendet sich diese großartige Querverwerfung in die Richtung 10 h 0 gd, was noch weiter unten zur Erörterung gelangen wird. —

Betreten wir nun das Terrain hinter diesem Querbruch, so finden wir in der Gegend von Buschin im Nord und Schwillbogen im Süd unsere dioritisch-gabbroiden Massengesteine wieder und staunen darüber, daß sie hier zu einem lakkolithischen Massiv von 6·3 km Breite entwickelt sind; das jedoch in seiner weiteren nordwestlichen Erstreckung, bei Schildberg auf 3·3 km Breite abbricht; dasselbe beginnt im Marchtale, ist direkt an die Sprungkluft angelagert und verbreitet sich von da in der Richtung auf den Hambalek, Schildberg-Jedl, bis in die Gegend von Weipersdorf-Rotwasser. Es wird insbesondere von dem Quertal der Friesa durchbrochen und vorzüglich aufgeschlossen; das allgemeine Streichen der Dioritbänke und der eingeschalteten Amphibolite ist jedoch bereits ein wesentlich geändertes, und zwar 19 h 6 gd, das Einfallen 13 h 6 gd unter flachen Winkeln. Wir haben es also hier mit einer anderen Gebirgsscholle zu tun, worin der Tangentialschub aus erzgebirgischer Richtung von SW nach NO zur Wirksamkeit kam, beziehungsweise über die hercynischen Druckkräfte der Richtung von SO—NW das Uebergewicht erlangte, welche letztere in der Gebirgsscholle jenseits des Buschiner Querbruches erfolgreich tätig waren.

Die diesseits des Buschiner Querbruches im March- und Graupatal entwickelte sedimentäre Schieferserie besteht, wie wir oben an zahlreichen Profilen und durch eingehende Untersuchungen nachgewiesen haben, aus mannigfaltigen Hornfelsen, Sedimentgneisen, Glimmerschiefen und Tonschiefen, welche in ihrer Gesamtheit zweifellos einen überaus instruktiven, an unseren lakkolithischen Dioritgabbrogang geknüpften inneren und äußeren Kontakthof vorstellen, der sich an den beiderseitigen Saalbändern entwickelte und von den hochkristallinen Hornfelsen allmählig bis zu unberührtem Tonschiefer abklingt. Allerdings ist die westliche Flanke dieser Schieferumwallung gegenüber der weitverbreiteten Ostflanke nur schwach und stiefmütterlich bedacht, sie ist aber dessenungeachtet sehr charakteristisch entwickelt. —

Einem ähnlichen Kontakthof begegnen wir jenseits des Buschiner Sprunges, und zwar wurden auch hier unter dem

¹⁾ „Die moravischen Fenster“. Separatabdruck. a. d. 88. Bd. der Denkschr. d. naturwiss. Klasse d. k. Akademie d. Wiss. Wien 1912, pag. 609.

Einflüsse des dioritisch-gabbroiden Kernes die sandig-grauwackige Schieferhülle in mannigfaltige Biotithornfelse, Biotitschiefer, biotitreiche glimmerige Quarzite und echte Biotitquarzite umgewandelt. Dieser Kontakthof ist zwischen Schwillbogen und Zotküttl nördlich Hohenstadt bis zum Zohseetal entwickelt, wo er allmählig in die Phyllite beiderseits des Buseletales übergeht und demzufolge eine Breite von 6 km besitzt¹⁾. Zunächst am Dioritkern lagern Hornfelse, die hier besonders mächtig sind, denen in der Linie Watzelsdorf—Johannesthal Biotitschiefer nachfolgen, letztere übergehen lokal in Biotitquarzite, jedoch fehlen auch dort Hornfelse keinesfalls. Es ist speziell in dieser Zone ein solch häufiger Wechsel der gedachten Gesteinsarten auf Schritt und Tritt wahrnehmbar, welche alle durch Uebergänge verknüpft sind, so daß sich die einzelnen Typen räumlich gar nicht festhalten und kartieren lassen, was bekanntlich bei Kontaktgesteinen fast Regel ist, davon auch die überaus widerspruchsvolle Auffassung, wie sie in den verschiedenen geologischen Karten zum Ausdruck kommt, herrührt; daher auch in unserer Karte die Darstellung nur schematisch ist. Das allgemeine Streichen der gedachten Sedimente ist nach 6 h und 18 h gestreckt, das Einfallen ist in steil auferichteten Undulationen bald gegen S, bald gegen N geneigt. Wir ersehen aus solchem tektonischem Verhalten im Entgegenhalte zu unserem Eruptivgange, daß die Spalte auf dem das dioritisch-gabbroide Magma emporgepreßt wurde, die sedimentogene Schieferserie unter einem \sphericalangle von 30° schräg durchsetzte, demzufolge die Auflagerungsfläche auf dem Dioritkern eine diskordante geworden war.

Jedenfalls bildete der in Rede stehende breite Dioritgabbrogang unseres Gebietes in präkolumischer Zeit, das heißt vor Entstehung der Buschiner Verwerfung ein einheitliches zusammenhängendes Ganzes, er besaß jedoch von Vornherein genau wie im NO bei Gurschdorf nächst Friedeberg eine knieförmige Umbiegung, welche sich dem hercynischen Streichen 21 h 13 gd anzupassen strebte, dem diesfälligen Faltungsdruck entsprechend.

Bleiben wir im NNO in der Nähe von Friedeberg, so finden wir, daß die erzgebirgisch und hercynisch gestreckten Teile der Dioritgabbromasse sowohl, als auch ihre beiderseitige Schieferhülle, wohl knieförmig gebogen, aber noch vollständig beisammen sind und ein unteilbares Ganzes bilden; sie sind jedoch nur insofern nicht im Vollbesitze ihrer Gebirgslieder, als der sudetische Randbruch ein namhaftes Gangtrumm am Hangenden derselben abgeschert hat. Im SSO grenzen jedoch infolge der Buschiner Querverwerfung eine erzgebirgisch orientierte Gebirgsscholle an eine solche mit hercynischer Orientierung, welche bereits dem hercynischen Gebirgssystem angehört und die während der Gebirgsfaltung den hercynischen Druckkräften unterlag, ein Fall, der sich auf dem mitteldevonischen Diabas- und Schalsteinzuge Sternberg—Bennisch häufig wiederholt, wo ich die Gelegenheit hatte, derartige tektonische

¹⁾ Siehe die geol. Karte des Gebietes vom Verf. Taf. XV. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1902, Bd. LII.

Verhältnisse hercynischer und erzgebirgischer Gebirgsschollen an Bergbauaufschlüssen genau zu studieren. Was dort im kleinen geschah, können wir hier an großartigen Massen feststellen; allerdings an kleinen übersichtlichen Beispielen läßt sich solch komplizierter Bau leichter enträtseln, als dies an den hier in Frage kommenden gigantischen Felskörpern der Fall ist; das Prinzip ist jedoch dasselbe und die Lösung des Phänomens wohl unanfechtbar richtig.

Durch die Buschiner große Verwerfung sind außerdem Abscherungen und Schleppungen sowie hercynische Streichens-Änderungen bewirkt worden. Bei Leschen, Witteschau und Raabe tritt am Ostgehänge des weiten Marchtales auf 3·6 *km* Länge ein Zug von grauem und graublauem kristallinem Kalkstein zutage, dessen Einfallen im Großen unter \sphericalangle 60° gegen W erfolgt, mit Knickungen, Faltungen und Zertrümmerungszonen in den Einzelheiten; das Streichen erscheint nach 22 h 3 dg orientiert. Es ist die verschobene Fortsetzung der an der Buschiner Störung plötzlich endigenden Kalkzüge von Eisenberg. Vermutlich wurde auch ein Teil der an den verschobenen Kalkzug mit hercynischem Streichen und SW-Fallen angrenzenden Chloritgneise mitgeschleppt.

Es erhellt aus den obigen Ausführungen, daß die Störungslinie von Buschin eine Querverwerfung ist mit hercynischem Streichen (NW—SO) und Einfallen gegen SW, dadurch die Schichten und Bänke an der Hangendseite des Verwerfers, der Fallrichtung entgegen nach rückwärts bewegt worden sind, und zwar mit Rücksicht auf die Schleppungen der Devonkalke bis in die Gegend von Witteschau auf 10 *km* Entfernung. Wir können für diese gewaltige Verwerfung ein postdevonisches Alter substituieren, denn von ihr sind bloß die Chloritgneisformation (Algonkium?), die Glimmerschieferformation im Dache der Kepernikgneismassiv (Silur?) und die unterdevonischen Ablagerungen, beziehungsweise der kontaktmetamorphenen Schieferhülle von Hohenstadt betroffen worden, in deren Gefolge hinter dem Sprunge also westlich der March die Chloritgneise gänzlich fehlen, jedenfalls scheinen sie dort durch ihre Absenkung in die Tiefe unterdrückt worden zu sein.

Nach Ablagerung der oberdevonischen und kulmischen Grauwacken im mittleren Marchtal erfolgt daselbst eine zweite Querverwerfung, welche Verf. bereits früher beschrieben hat, deren Schauplatz das Marchtal in dem Raume zwischen Klein-Heilendorf in NW und Rzymnitz im SO gewesen war, ihre Streichrichtung ist 22½ h, also ungefähr der Resultante aus erzgebirgischem und hercynischem Faltungsdruck entsprechend. Es ist bekanntlich keine Seltenheit, daß sich Gebirgsbewegungen auf denselben Spalten wiederholen und erweitern¹⁾. Auch der in Rede stehende Sprung hatte ein Absinken der Schichten und Bänke am Hangenden der Verwerfungsspalte zur Folge, mit dem Effekt, daß die Schichten und Bänke der Fallrichtung entgegen nach rückwärts bewegt wurden, also entgegengesetzt der Verschiebung durch den Buschiner

¹⁾ Franz Kretschmer, „Die nutzbaren Minerallagerstätten Westmährens“. l. c. pag. 385.

Bruch. Dafür haben wir vollgültige Beweise in den nach 2 h gerichteten Umstülpungen der Bänke der eruptiven Dioritgabbromassen bei Klein-Heilendorf, wo die Diorite und sogen. Perlgneise sowie damit verknüpfte Amphibolite in erzgebirgisches Streichen umbiegen; anderweitige Zeugen sehen wir in den Schleppungen der Amphibolite und Gneisglimmerschiefer am Hambalekberge. Die Größe dieser postkulkmischen Querverwerfung beträgt ungefähr 7 km, um welchen Betrag die Kulmgrauwacken östlich der March des Dobrawaldes (südwestlich Mähr.-Neustadt) abgeschnitten und bis an die Straße Müglitz-Kaltenlutsch verworfen wurden.

Aus den geschilderten tektonischen Gründen muß es wohl als ein Nonsens erscheinen, wenn sowohl die alte, als auch die neue geologische Spezialkarte Kulm auf den Brabletzbergen dicht nördlich der March verzeichnet. Es lagern dort, wie ich mich bei wiederholten Begehungen und Untersuchungen überzeugt habe, echte Devongesteine, jedoch von etwas abweichendem sandsteinähnlichem Habitus; sie gehören jedoch dessenungeachtet fraglos zum Unterdevon in seiner quarzitischen Ausbildung, hier speziell mit kalkigem Bindemittel und Uebergängen in dunkelblaugraue Kalksteine¹⁾.

Schließlich haben wir noch in unserem Gebiet eine dritte große Störungslinie hervorzuheben, denn das auffallend breite Teßtal entspricht ebenfalls einer tektonischen Linie, das heißt jener breiten Bruchspalte, welche zwischen dem Granitgneismassiv der Kepernikgruppe im West und dem Zöptauer Dioritgabbromassiv im Ost zweifellos besteht, aber dort durch Löß verhüllt erscheint. Das Teßtal ist demzufolge ein echtes tektonisches Tal, dessen Trasse durch die gedachte Bruchspalte vorgezeichnet war und dessen nordöstliche Fortsetzung bei der Kolonie Engelsthal endigt.

Auf den oben geschilderten großen Störungslinien sind später die jüngeren Biotitgranite unseres Ganggebietes emporgekommen, und zwar sind auf dem sudetischen Randsprunge die Massen des Friedeberger Granits aufgebrochen, so wie in ähnlicher Weise die Blandaer und Hermesdorfer Granite gleichen Alters, nächst dem Marchtalsprunge und der Teßtalspalte, beziehungsweise deren Zerrüttungszone zutage traten. Die Verlängerung der Teßtalspalte gegen NO trifft auf die Granite von Thomasdorf und Freiwaldau und kreuzt hier den sudetischen Randsprung. Die Abhängigkeit dieser Granitdurchbrüche von den gedachten Bruchlinien ist sinnfällig.

Substituiert man für die gedachten Granitdurchbrüche ein oberkarbonisches Alter, so müssen wir bezüglich der großen Bruchlinien beziehungsweise die beiden Sprünge auf ein kulkmisches Alter zurückschließen, zu welcher Zeit jene Massenbewegungen im Gefolge der hercynischen und erzgebirgischen Faltung auftraten. Auf einen Teil der großen Teßtalspalte treten auch die Schwefelthermen von Groß-Ullersdorf zutage. —

¹⁾ F. Kretschmer, Die Eisenlagerstätten des mährischen Devons. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1899, 49. Bd., pag. 33.

Verfolgen wir die kontaktmetamorphe Schieferumwalung am Liegendsaalbande unseres dioritisch-gabbroiden Ganges aus dem Marchtale zwischen Eisenberg und Hannsdorf weiter gegen NNO, so ist zu konstatieren, daß die relativ schmale Zone auffällig an Verbreitung zunimmt, insbesondere zwischen Mähr.-Altstadt und Goldenstein, ferner in der Gebirgsrinne des Mittelbord- und Schwarzbaches, des Ramsauer Sattels, bei Oberlindewiese bis gegen Setzdorf, von dort nimmt ihre Breite wieder stetig ab, in der Richtung auf Niesnerberg und Sorge, um endlich bei Siebenhuben durch den sudetischen Randbruch abgeschnitten zu werden. Untergeordnete Einfaltungen davon in die Dioritgabbromasse selbst finden sich noch bei Jauernig. —

Die äußeren Teile dieses Mantels bestehen aus wenig verändertem Tonschiefer und tonschieferähnlichen, meist dunklen Phylliten, insbesondere aber dunkelblaugrauen kristallinen Kalksteinen in Gestalt großer Lagerzüge, nebst untergeordneten Quarzschiefern in Form kurzer Lager, dem Phyllit eingeschaltet.

Die inneren Teile dagegen zeigen eine mit der Annäherung an die Dioritgabbromassen zunehmende intensive Kontaktmetamorphose, welche mit Ausschluß von Knotenschiefern zur Ausbildung von Glimmerschiefern, Schiefergneisen und mannigfaltigen dichten Hornfelsen führt; sie haben ihre größte Verbreitung auf dem Hochlande von Ebersdorf, am Weigelsberge, dem Hofberge, insbesondere aber auf dem Sattel und angrenzenden Mulde mit den Graphitflözen nördlich Mähr.-Altstadt und Goldenstein. —

Bezüglich dieses Teiles unseres Schiefermantels sei bemerkt, daß die Schiefer an manchen Orten von zahlreichen Einschaltungen schwacher Amphibolitlager völlig durchschwärmt erscheinen, welche wiederum an anderen Punkten fast gänzlich fehlen; es wurde daher von ihrer Ausscheidung in beiliegender Karte abgesehen.

Für die äußere, durch lange und mächtige Kalksteinzüge ausgezeichnete Gesteinszone hat der Verfasser bereits früher ein unterdevonisches Alter abgeleitet und durch die nötigen Beweise gestützt¹⁾; und in der Tat entsprechen diese Kalke in ihrer petrographischen Ausbildung allem, was wir von den Kalken des urbildlichen Devons Mährens und des angrenzenden Schlesiens wissen; auch Prof. Franz E. Suess hat sich für das devonische Alter dieser Gesteinszone ausgesprochen²⁾. Dieselbe wird im Marchtale von Chloritgneis, durch seine planparallele Schichtung ausgezeichnet, unterteuft; im Mittelbord- und Schwarzbachtale sowie am Ramsauer Joch lagert sie auf Glimmerschiefer (zum Teil Staurolith- und Andalusitschiefer) im Dache des Kepernikgneismassivs und wird ebenfalls davon unterfahren. —

Dieser äußere halbkristalline Devonkomplex ist deutlich unterschieden von der westlich angrenzenden hochkristallinen Gesteinszone des inneren Kontakthofes,

¹⁾ L. c. pag. 38 und 39.

²⁾ „Moravische Fenster“, l. c. pag. 68.

weil hier eine Ueberschiebung durchgeht, deren Einzelheiten der Verfasser mit der geologischen Karte Tafel I und dem Querprofil, pag. 23, in seiner Abhandlung „Die Graphitablagerung bei M.-Altstadt-Goldenstein“ bereits früher veröffentlicht hat. Verfasser hat diese Störung in der geologischen Karte als „Goldensteiner Ueberschiebung“ bezeichnet; dieselbe verliert sich jedoch gegen SW und ist speziell an den Gehängen des Marchtales trotz der diesfälligen Bemühungen nicht auffindbar; vielmehr sich in dem dortigen Raume überall ein ganz allmählicher Uebergang der Kontaktgesteine bemerkbar macht, demnach die Grenze zwischen unterdevonischem Phyllit und Glimmerschiefer dort unsicher erscheint und auf der Karte nur ungefähr eingezeichnet werden konnte.

Diese Ueberschiebung ist von postoberdevonischem Alter, sie ist älter als die oben geschilderten großen Querverwerfungen im Marchtal und bei Buschin, gleichwie am Sudetenrand zwischen Friedeberg und Jauernig, von welch letzterem erstere abgeschnitten wird. Auch Prof. Franz Suess hat sich mit der gedachten Ueberschiebung an der Ramsaulinie jüngst befaßt, dieselbe eingehend beschrieben und gezeichnet¹⁾; er hält sie zugleich für die Grenze zwischen „moldanubischer Scholle“ im West und „moravischer Scholle“ im Ost und überträgt die hypothetischen alpinen Decken der modernen Geologie auch auf das hercynische Gebirgssystem, dergestalt, daß wir die „moravischen Aufwölbungen als unvollkommen umrahmte Fenster unter der überschobenen moldanubischen Scholle“ aufzufassen hätten. Für solche weitgehende, mehr oder weniger hypothetische tektonische Bewegungen und die darangeknüpften Folgerungen liegen jedoch in dem sudetischen Gebirgssystem in Wirklichkeit viel zu wenig Anhaltspunkte vor; vorstehende Dinge lassen sich, wie ich oben gezeigt habe, richtig in anderer Weise erklären.

Der hier besprochene Teil der Sudeten ist gewiß nicht aus den von Prof. Suess konstruierten „Decken“ und „Fenstern“ zusammengesetzt, sondern, wie oben der Nachweis erbracht wurde, zweifellos ein echtes Schollengebirge.

Die vermeintliche „moldanubische Scholle“ in den Sudeten hat Verfasser, der tatsächlichen Tektonik entsprechend, als eine denkwürdige geologische Einheit den lakkolithischen Dioritgabbrogang nebst seinen satellitischen Begleitern zusammengefaßt, und gezeigt, daß der letztere auf seinem ganzen Zuge von einer Schieferhülle umrahmt wird, welche einer hochgradigen Kontaktmetamorphose unterworfen war, die in den Hornfelsmassen der inneren, an den Gang unmittelbar anlagernden Kontaktzone ihre größte Intensität erreicht hat. — Die große moldanubische Ueberschiebung schrumpft in Wirklichkeit auf eine lokale Ueberschiebung als Folge hercynischer Ueberfaltung aus NW einsetzender Druckkräfte, wodurch das ältere Unterdevon auf eine jüngere Abteilung derselben aufgeschoben wurde. Ein Doppeltliegen über größere Räume, dessen Nachweis für eine große Ueberschiebung allein maßgebend wäre, findet nicht statt und kann

¹⁾ „Moravische Fenster“, l. c. pag. 67—68.

daher von Prof. Suess nicht beigebracht werden. Auf meine Beobachtungen und Beweisführungen kann man überall sozusagen die Hand darauf legen, wie ich als Markscheider gewohnt war, der nichts zeichnen und schreiben darf, was er nicht tatsächlich beleuchtet und gesehen hat. — Aehnliche Ueberschiebungen hat Verfasser auch an anderen Formations- und Abteilungsgrenzen in diesem Teile der Sudeten feststellen können. Wie aus der geologischen Karte ersichtlich, schneidet die Goldensteiner Ueberschiebung am sudetischen Randbruch, speziell an der Straße Friedeberg-Lindenwiese ab und findet also NNW keine Fortsetzung, wie Prof. Suess gegenteilig meint (Moravische Fenster, pag. 608). Dortselbst hat keinesfalls eine Aufschiebung, sondern eine gewaltige Absenkung von Gebirgsmassen, und zwar am Hangenden des Verwerfers stattgefunden, es liegt ein staffelförmiger Zerrsprung vor, als solcher sich der sudetische Randbruch darstellt. Es ist deshalb völlig ausgeschlossen, daß der letztere eine Fortsetzung der Goldensteiner Ueberschiebung bilden könnte! —

Die innere, stark metamorphe Gesteinszone der Schieferumwallung, die an unserem Ganglakkolith gebunden auftritt, ist zweifellos vorwiegend aus sandig-grauwackigen, zum Teil aus Tonschiefern durch dioritisch-gabroide Kontaktmetamorphose hervorgegangen, sie steht infolge der Gleichartigkeit des Ursprungsmaterials und auch räumlich in sehr nahen Beziehungen mit dem äußeren Mantel im Hangenden. Die Annahme also, daß auch gedachte, höher kristalline Gesteine unseres Kontakthofes: die Hornfelse, Schiefergneise und Glimmerschiefer im Hangenden, dem Devon, und zwar einer unteren Abteilung des Unterdevons angehören, erscheint jedenfalls plausibler als die Annahme einer zweiten sedimentären Schieferreihe ähnlicher Zusammensetzung, jedoch anderen geologischen Alters. Die Ursprungsgesteine unseres inneren Kontakthofes repräsentieren demnach eine dem deutschen Unterdevon ähnliche Fazies in seiner sandig-grauwackigen und quarzitischer Ausbildung.

Ihre vollständige Entwicklung finden unsere kontaktmetamorphen Unterdevongebilde in der Altstadt-Goldensteiner stehenden Gebirgsfalte, woselbst zu den Hornfelsen, Schiefergneisen, Gneisglimmerschiefern noch die oben untersuchten Diopsidkalksteine, beziehungsweise Ophikalzite nebst Graphitflözen hinzukommen, durchsetzt von wiederholten Aufbrüchen des dioritisch-gabbroiden Magmas in Gestalt von Dioritgneisen und Gabbroamphiboliten, beziehungsweise Granatamphiboliten.

Was für das Unterdevon in der Ramsaulinie und dem westlich angrenzenden Kontaktgebilde vor der Buschiner Querverwerfung gilt, muß folgerichtig auch für dieselben Gesteinshorizonte hinter derselben Geltung haben; auch sie gehören, wie der Verfasser schon früher nachgewiesen hat, zum Unterdevon¹⁾. Es wäre widersinnig, für den in Rede stehenden kontaktmetamorphen Gesteins-

¹⁾ L. c. „Die nutzbaren Minerallagerstätten Westmährens“, pag. 385.

komplex jenseits der Buschiner Querverwerfung eine andere Formation substituieren zu wollen. Daß sie dort nach erfolgter Verwerfung und Absenkung in große Rindentiefen — welche oben Gegenstand eingehender Schilderung waren — andere Schicksale erlitten haben, insbesondere einer anderen Art der Gesteinsmetamorphose unterworfen waren, ist wohl leicht begreiflich. Während nordöstlich des Buschiner Sprunges der Muskovit in den Schiefergneisen und Glimmerschiefern fast alles überwuchert, wird derselbe südwestlich davon, allüberall durch massenhaften Biotit ersetzt, dagegen ist den beiden Gebirgsschollen die mächtige Hornfelsbildung gemeinsam. —

Der Verfasser hat schon früher die Vermutung ausgesprochen, daß das Unterdevon des nördlichen Mährens und angrenzenden Schlesiens über einen großen Teil des Altvatergebirges, der Kepernikgruppe sowie in der Gebirgsrinne des Ramsauer Joches ausgebreitet war¹⁾. Dasselbe erstreckte sich im Osten längs der Linie von Mähr.-Neustadt und Römerstadt über Engelsberg einerseits, bis an die tiefsten Quarzite in der Gegend der Besdiegker Horka über den Bradlwald andererseits, die ihre Fortsetzung am Seifenbach, nördlich D.-Liebau, am Hutberg bei Bladensdorf, Habichtberg, Haidstein, den Weißen- und Schwarzenstein und Fichtling, weiter am Kamm des Haidenzuges bis zum Hohenfall an der Oppa, ferner am Hohenberg bei Würbental, Rauhbeerstein und am Einsiedler Dürrenberg usw. finden und als urbildliches Unterdevon entwickelt sind. — Weiter westlich finden wir zunächst bloß abgetragene, eingeklemmte Muldenreste, bestehend aus den Phylliten mit Quarzit und Amphibolit des Großen und Kleinen Seeberges bis in den Dreigraben bei Wiesenberg; — noch weiter westlich stoßen wir auf die Phyllitmulde am Uhustein und den Stechplänen; — abermals weiter westlich kommen wir an die mächtig entwickelten Phyllite mit eingelagerten langen Kalksteinzügen in der Gebirgsrinne des Ramsauer Joches und den dazu führenden Quertälern.

Nach Maßgabe obiger Untersuchungen kann kein Zweifel darüber obwalten, daß die tiefste Abteilung des Unterdevons auch auf dem Hochland zwischen Goldenstein und Mähr.-Altstadt verbreitet ist und daselbst den hochkristallinen Charakter eines inneren Kontakthofes besitzt. Derselbe reicht im Streichen bis an die Verwerfung von Buschin im Südwest- und an den sudetischen Randbruch im Nordost und erscheint teilweise auf die höhere Abteilung des Unterdevons aufgeschoben. Was für die Liegendphyllite gilt, muß folgerichtig auch für die allerdings weit geringer mächtigen, eingeklemmten Hangendphyllite Geltung haben, denn vor der Abtragung bildeten beide ein zusammenhängendes Ganzes. Der komplementäre Sattelflügel dieses kontaktmetamorphen Schiefermantels verbreitet sich längs des Ostfußes des Spieglitzer Schneegebirges und streicht bis in den Baudenwald; derselbe zeigt wohl nur eine beschränkte Entwicklung; zu oberst finden wir auch hier dunkle tonschieferähnliche Phyllite. Endlich erscheint im äußersten

¹⁾ Graphitablagerung bei Mähr.-Altstadt und Goldenstein, l. c. pag. 39.

Westen in der Gablung des großen Schneeberges, zwischen dem Spiegltitzer und Glatzer Schneegebirge das Unterdevon in einer schiefen überkippten Mulde zwischen zwei Gneismassiven eingeklemmt. --

Auch in dem Raume an der Zohsee und dem Friesatal bei Hohenstadt besitzt das Unterdevon, wie oben bewiesen wurde, eine weite Verbreitung, wo dasselbe in Berührung mit den Dioritgabbromassen, den hochkristallinen Charakter eines inneren Kontakthofes erworben hat, was ein Hindernis für seine richtige Erkennung bildete. Auch war dieses Unterdevongebiet mit dem ersteren, oben geschilderten einstmals zusammenhängend, bis es später durch den Buschiner und Marchtalbruch abgetrennt wurde. Wir sehen nach allem daraus, welche ansehnliche Verbreitung das Unterdevon in unserem Teile der Sudeten hat.

Polemischer und ergänzender Anhang.

Der vom Verfasser bereits früher geführte Nachweis unterdevonischer Gesteine an der Zohsee, also westlich der großen Marchspalte, südwärts der breiten Masse von Quarzhornblendediorit zwischen Heilendorf und Schildberg hat seither mehrfache Anfechtungen erfahren, so z. B. von G. von Bukowski¹⁾, besonders scharf ablehnend seitens W. Petrascheck²⁾ und zuletzt von F. E. Suess³⁾. W. Petrascheck sagt diesbezüglich (l. c. pag. 519): „Wenn Kretschmer Diabas und Diabastuffe im Gebiete des Wackengneises nachweisen konnte, so folgt daraus noch nicht das Alter der betreffenden Schiefer, denn als Leitfossil für Unterdevon können die Diabase doch nicht betrachtet werden.“ Eine solche Kritik ist wohl kaum zu Recht bestehend, denn die Durchdringung mit Eruptivgesteinen kann für eine Formation sehr charakteristisch werden, dafür man an der Hand jedes besseren Lehrbuches der Geologie viele Beweise beibringen kann. Es haben sich auch zahlreiche hervorragende Forscher dieses Beweismittels bedient, so z. B. van Hise, F. E. Suess usw.

Mit Petrascheck in Uebereinstimmung bemerkt Suess (l. c. pag. 595): „Seine Schlußfolgerung, daß demzufolge die ganze Schichtenserie bei Müglitz dem Devon zuzuzählen sei, kann ich nicht folgen. Diabase sind in älteren paläozoischen Gesteinen überhaupt sehr verbreitet, so auch im mittelböhmischem Silur und durchaus kein besonderes Kennzeichen für Devon.“ Dessenungeachtet ist es dennoch eine bekannte Tatsache, daß im mähr.-schles. Hochgesenke die Diabase im Unterdevon ihre Hauptentwicklung gefunden haben, und sowohl im älteren Paläozoikum, als auch im Mitteldevon eine sehr wesentliche Abschwächung dieser eruptiven Tätigkeit zu erkennen ist. Dies ist auch in dem Unterdevon rechts

¹⁾ Erläuterungen zum Kartenblatt M.-Neustadt, pag. 16 und 17.

²⁾ Die kristallinen Schiefer des nördlichen Adlergebirges, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1909, pag. 519—521.

³⁾ „Die moravischen Fenster“, pag. [505].

der March der Fall, wo in der Gegend von Pobutsch, Chirles und Rippau ein Herd intensiver eruptiver Tätigkeit mit mächtiger Diabasförderung ausgebreitet ist.

Außerdem hat Verf. für das unterdevonische Alter der metamorphen Schiefer des Nemilka- und Friesatales sowie an der Zohsee sehr gewichtige petrographische, stratigraphische, insbesondere aber tektonische Beweismittel ins Treffen geführt, die gänzlich unbeachtet blieben und auf welche genannte Forscher gar nicht eingegangen sind! Nur Petrascheck läßt in Uebereinstimmung mit der Petrographie des Verf. den „Wackengneis“ E. Tietzes fallen und substituiert dafür seinen Biotitphyllit, was ebenfalls nicht stichhältig, denn der Wackengneis ist so wenig ein Gneis, als der Biotitphyllit ein echter Phyllit, sondern vielmehr biotitreicher Hornfels im Kontaktbereiche des Quarzhornblendediorits. Der Wackengneis Tietzes umfaßt außer dem Biotitschiefer echte Phyllite, ja sogar die schönen Biotitquarzite des Zohseetales sind darin inbegriffen und leider auf den neuen Kartenblättern (1:75.000) Mähr.-Neustadt-Schönberg sowie Landskorn-Trübau nicht ausgeschieden.

Dieser Umstand erklärt auch, warum Petrascheck die Quarzite rechts der March unbekannt geblieben sind, der seinen schroff ablehnenden Standpunkt auf eine einmalige Begehung des fraglichen Terrains stützt! Verf. arbeitet seit 35 Jahren als Montangeolog in dieser Gegend. Gleichwie Petrascheck Tietzes Wackengneis über Bord geworfen, sich meiner Petrographie genähert hat, so wird es auch bezüglich der Altersgliederung geschehen. Unseren durch Analysen sichergestellten Diorit, welchen E. Tietze teils als Hornblendegneis, teils als „Gneis im allgemeinen“ kartierte, hält Petrascheck in Anlehnung an G. v. Bukowski für Amphibolgranit und spricht sogar einfach von Granit! Daß ihm die Hornfelse unbekannt geblieben sind, ist leicht begreiflich. —

Auch die Diskordanz der Biotitschiefer (Glimmerschiefer) nördlich Hohenstadt, gegen den Quarzhornblendediorit stellt Petrascheck als eine Unrichtigkeit hin. Diese Erscheinung ist jedoch speziell im Nemilkatale so deutlich und über jeden Zweifel erhaben, daß man infolge der dortigen günstigen Aufschlüsse sozusagen die Hand darauf legen kann¹⁾. Allerdings ist diese diskordante Auflagerungsfläche nicht im landläufigen Sinne aufzufassen, denn sie erklärt sich an der Hand der Tatsache, daß die Spalte, auf welcher die Dioritmassen emporgepreßt wurden, in diesem Gebirgstelle nicht parallel, sondern spitzwinkelig (unter \sphericalangle 30°) die sedimentogene Schichtenserie (Schieferumwallung) hindurchsetzt, was bereits oben in dem Abschnitt über die tektonischen Verhältnisse auseinandergesetzt wurde.

Wenn daher Petrascheck zum Schlusse seiner Arbeit sagt: „die Phyllite des Adlergebirges sind älter als Devon, wahrscheinlich auch älter als Silur, vielleicht vorkambriſch“, so sind gegen solche Ansichten Zweifel um so mehr berechtigt, als wir wissen, daß beispielsweise in der Umgebung des Kepernik-Granitgneismassivs sowie des

¹⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1902, Bd. 52, pag. 372 und 373

Zöptauer Dioritmassivs¹⁾ das Silur als auch das Präkambrium ein viel höher kristallines Gepräge besitzen (als die Schiefer des Adlergebirges), so daß erstere als Glimmerschieferformation, dagegen das letztere als Chloritgneisgruppe entwickelt ist. — Auch das Paläozoikum Sachsens in der Umgebung des Granulitgebirges, gleichwie dasjenige der erzgebirgischen Gneiskuppeln (Sachsen—Böhmens) besitzt einen hochmetamorphen Charakter bestehend aus Muskovitschiefern und Gneisglimmerschiefern mit Einschaltungen von Amphiboliten etc., während die Phyllite bereits höheren Altersstufen des Paläozoikums entsprechen.

Uebrigens hat bereits früher das Komitee für die Landesdurchforschung Böhmens auf der von ihm publizierten geologischen Karte von Böhmen (Sektion VI, Prag 1891), entworfen von Krejci, die Ansicht zum Ausdruck gebracht, wonach die älteren Schiefer östlich von Tattenitz an der Zohsee (Sazawa), sämtlich zur Stufe *H* des böhmischen Unter-, beziehungsweise Mitteldevons gehören. Verf. glaubt, daß er für seine Anschauungen keinen besseren Gewährsmann nötig habe und sich in guter Gesellschaft befindet. Es ist nicht notwendig, daß wir die alten Fundamente wegreißen und immer wieder neue errichten, wir können auch einmal darauf weiterbauen, was uns dem gemeinsamen Hochziele früher und sicherer näher bringen wird.

In der obzitierten Abhandlung hat Prof. E. F. Suess unseren Kepernikgneis mit seinem Bitescher Gneis identifiziert, wogegen wohl Einspruch erhoben werden möchte, zumal schon nach den Dünnschliffbildern der Kepernikgneis sehr verschieden ist, soweit man nach den Beschreibungen des Bitescher Gneises von Suess urteilen darf; auch bleibt für den ersteren speziell der als Uebergemengteil vorhandene Orthit sehr charakteristisch, so daß wir den Kepernikgneis als einen echten Orthitgneis bezeichnen dürfen, welches Mineral dagegen dem Bitescher Gneis ganz zu fehlen scheint. Ziehen wir ferner die Spaltungsgesteine unseres Kepernikgneismassivs in Betracht, so müssen zunächst die gewaltigen Stöcke mannigfaltiger Aplite und Pegmatite hervorgehoben werden, die ihrerseits von Gangapliten und Gangpegmatiten durchtrümmert werden, also Tiefengesteinsformen, nach welchen wir im Bitescher Gneis vergeblich suchen, davon dort wenig oder gar nichts zu sehen ist und woraus zweifellos folgt, daß der Kepernikgneis doch etwas ganz anderes ist, von den neuerdings gefundenen Alkaligesteinen abgesehen. Erinnern wir uns ferner der weitverbreiteten Kontakthöfe im Kepernikgneismassiv bestehend aus Granat-Stauroolith- und Andalusit- sowie Cyanitschiefern als auch der kolossalen und mannigfaltigen Kalksilikatmassen in der Umgebung von Mähr.-Schönberg und Wiesenberg, welche der Verf. gefunden und zum ersten Male beschrieben hat²⁾; dagegen vermissen wir in den Gneismassen von Gr.-Bitesch derlei Kontaktgebilde zumeist gänzlich und nur in der südlichen Ab-

¹⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1911, 61. Bd., pag. 168—173.

²⁾ Die Kalksilikatfelse in der Umgebung von Mähr.-Schönberg. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1908, 58. Bd., pag. 527—572. Die Kalksilikatfelse im Kepernikgneismassiv nächst Wiesenberg: *ibidem*, 1912, 62. Bd., pag. 359—460.

teilung stoßen wir auf das schwache Band der Fugnitzer Kalksilikatschiefer. Demzufolge erscheint es gänzlich fraglos, daß das Intrusivmagma des Kepernikgneismassivs weit reicher an Mineralisatoren war, als das des Bitescher Gneises, das wesentlich ärmer daran gewesen war, und dieser Mangel ist auch der ausschließliche Grund, warum die sogenannten „Moravischen Kuppeln“ ein solch minderwertiges kristallines Gefüge aufweisen.

Uebrigens ist der Kepernikgneis in keinem Falle eine Felsart, die eine Spezialität des sogenannten „moravischen“, beziehungsweise „silesischen“ Grundgebirges vorstellt. Ein dem Kepernikgneismassiv geologisch und petrographisch fast vollständig gleichwertiges Granitgneismassiv hat der Verf. auf den Scheiteln des Glatzer Schneegebirges und dessen Abhängen gegen das breite Neisstal festgestellt, also inmitten des sogenannten „Moldanubikum“, und zwar verbreitet sich dasselbe von Neuwaltdorf (bei Habelschwerdt) im Nord bis Hermsdorf (bei Mittelwalde) im Süd; es ist ein Gewölbe mit N—S gestreckter Achse, dessen westliche Flanke jedoch durch die gewaltige Erosion des Neissetales zum großen Teil abgetragen und daselbst durch plänerartige Gesteine und Kieslingswalder Ton überlagert ist.

Betreffs der Petrographie dieses Granitgneismassivs ist zu bemerken, daß es fast ausschließlich aus Biotitaugengneis zusammengesetzt, und bald grobkörnig, bald mittel- bis feinkörnig entwickelt ist, darin die Orthoklasen weiß, fleisch- oder ziegelrot gefärbt sind und in den grobkörnigen Felsmassen Nuß- bis Faustgröße erreichen; die Struktur ist alsdann eine richtungslos granitische und massige, die gneisartige Parallelstruktur wird selten, doch fehlt sie niemals ganz. Sehr oft wechselt derartig grobkörniger und massiger Granitgneis mit parallelstruierten feinkörnigen Gneislagen, welche vielfach gewundene flaserige und gefaltete Struktur aufweisen, desgleichen hellweiße mit fleischfarbigen Gesteinsabänderungen wechsellagern. — Ein schönes Querprofil von diesem Granitgneismassiv liefert der Wölfelsgrund am Westabhange des Glatzer Schneegebirges, wo die geschilderten grobkörnigen Granitgneismassen besonders instruktiv aufgeschlossen sind und die mächtigen Gneisbänke N—S streichen und gegen W einfallen. Es ist kein Zweifel darüber zulässig, daß auch hier eine gneisartig erstarrte Kuppel grobkörniger Granite und Granitporphyre vorliegt. Der Unterschied zwischen dem Kepernikgneis und dem ihm gleichwertigen Gneismassiv des Glatzer Schneegebirges ist bloß darin begründet, daß der erstere weit reicher an Mineralisatoren war als der letztere, daher jene großartigen Kontakthöfe der Kepernikgneiskuppel in der Granitgneiskuppel des Glatzer Schneegebirges nur durch Marmor und Granatglimmerschiefer vertreten sind.

Ein zweites nicht minder wichtiges Gneismassiv, das wohl schon nach seinem einheitlichen und eintönigen petrographischen Charakter zu den Eruptivgneisen zu rechnen ist, lagert auf den Scheiteln des Spieglitzer Schneegebirges¹⁾ und dessen Abhängen

¹⁾ Haidenzug vom großen Schneeberg, über die Schwarzekoppe und Dürrekoppe.

gegen das oberste Marchtal sowie das Graupatal; seine Fortsetzung gegen Nord finden wir bei Wilhelmstal, gegen Süd bei Grumberg bis hinaus in den Baudenwald (siehe beiliegende geol. Karte Taf. I). Diese gewaltige Gneismasse ist jedoch petrographisch, strukturell und tektonisch wesentlich anders geartet als jene des Kepernikgneises. Nach meinen Beobachtungen im Spieglitzer Schneegebirge stellt die in Rede stehende Gneismasse eine fächerförmig aufgestellte Nord—Süd gereckte scheinbare Synklone vor, wesentlich zusammengesetzt aus körnigen Zweiglimmergneisen oder besser gesagt Biotit-Muskovitgneisen, welchen grobkörnige Biotitaugengneise in parallel ausgewalzten Stöcken eingeschaltet sind; es erscheint uns dies als eine Durchaderung, beziehungsweise Durchtrümmerung des älteren herrschenden Zweiglimmergneises mit jüngeren und an Masse beschränkten Biotitgneisen, worin der Biotit nestförmig ausgeschieden und die ursprüngliche granitische Struktur noch so gut erhalten ist, daß sie zweifelsohne teils körnige, teils porphyrische Granite vorstellen, welche Parallelstruktur angenommen haben. Tektonisch erkennen wir, daß die gedachte gewaltige Gneismasse wesentlich als einen typischen Fächer.

Zwischen den geschilderten beiden Gneismassen vom Spieglitzer und Glatzer Schneegebirge lagert ein Schiefermantel, worin sich das oberste Marchtal parallel ausgegraben hat; der Mantel selbst reicht von Seitendorf im Nord, bis Niederlipka (bei Grulich) im Süd, derselbe stellt eine nach Ost einfallende zwischen den beiden oben geschilderten Gneismassen eingeklemmte Mulde vor, welche gegen West überkippt erscheint. Im Marchtal gut aufgeschlossen, zeigt der Mantel dortselbst folgende abwechslungsreiche größtenteils kontakt-metamorphisch veränderte Schichtenserie, und zwar vom Liegenden zum Hangenden fortschreitend:

1. Para-Muskovitgneise mit eingeschaltetem Phyllit.
2. Gneisglimmerschiefer in Phyllitgneis verlaufend.
3. Biotit-Glimmerschiefer, Granat und Quarzlin sen führend.
4. Quarzite geschichtet und in Quarzschiefer übergehend, am Predigtstuhl und am Rechtsgehänge von Groß-Morau.
5. Zuckerkörniger Marmor in den sogenannten Quarklöchern und am Zechenberge.
6. Untergeordnete Amphibolite.

Das Streichen dieser Schiefergneise und Glimmerschiefer ist NNO, das Verfläachen OSO unter \sphericalangle 45—50°, dieselben sind von alt-paläozoischem Alter, wahrscheinlich dem Unterdevon (?) zugehörig.

In welchem Verhältnis die gedachten Orthogneise vom Glatzer-Schneegebirge und der Kepernikgruppe sowie vom Spieglitzer Schneegebirge untereinander und zum Büttescher Gneis stehen, läßt sich leider nichts sagen, was auf Zuverlässigkeit Anspruch machen könnte, weil uns die nötigen chemischen Analysen und demzufolge auch die Gesteinsformeln nach Osann mangeln. Es spricht alle Wahrscheinlich-

keit dafür, daß die geschilderten Gneismassive verschiedenen Ausbruchperioden angehören. Das eine steht aber fest, daß wir inmitten des „Moldanubikum“ des Prof. F. E. Suess „zwei weitere Fenster“ mit ganzer, demzufolge symmetrischer und mit halber oder unsymmetrischer Umrahmung gefunden haben. Wenn wir rückblickend in Erwägung ziehen, daß die drei Gneismassive vom Kepernik, dem Spiegglitzer und Glatzer Schneegebirge sowie auch unser großer Dioritgabbrogang abyssische, keineswegs wurzellose Gesteinsmassen sind und dort ihren Standort haben, wo sie seinerzeit bei der Intrusion emporgepreßt wurden, so bleibt allerdings von dem in paläozoischer Zeit überschobenen „Moldanubikum“ nicht viel übrig! Aus diesen Gründen hat die hypothetische Deckenlehre in unserem sudetischen Kristallinikum keine Berechtigung, denn wo keine „Decken“ existieren, können sie auch nicht „zweibelschalenförmig übereinandergelegt werden“, vielmehr diese Theorie mit der tatsächlichen Tektonik im Widerspruch steht, sie erscheint uns als eine zwangsweise Interpretation geologischer Verhältnisse, welche frei von Vorurteilen wohl kaum eine andere Deutung zulassen, als dies in der vorliegenden Arbeit geschehen ist. Wenn die alpinen Ueberschiebungsdecken keine bessere Begründung bisher gefunden haben, dann müßten wir uns auch dagegen kehren, wie dies unser Altmeister A. Rothpletz schon so oft und jüngst wieder in schlagender Weise getan hat¹⁾.

Wenn nach der Becke-Grubemann'schen Tiefenstufentheorie durch die Versenkung der Sedimente in stetig zunehmende größere Rindentiefe unserer Lithosphäre ein stetig zunehmender Grad der kristallinen Ausbildung erreicht wird, so liegt meines Erachtens jedenfalls ein unlösbarer Widerspruch darin, warum in dem Profile durch die Nesselkoppe und den Bogenberg (bei Lindewiese)²⁾ der unterlagernde devonische Tonschiefer, der also in einer großen Rindentiefe unter dem moldanubischen Glimmerschiefer seit dem Paläozoikum gelegen hat, dessenungeachtet nicht die Beschaffenheit eines kristallinen Schiefers erworben hat, dagegen dies bei dem höher liegenden und überschobenen moldanubischen Glimmerschiefer im hohen Maße der Fall ist. Wir haben oben den sicheren Nachweis erbracht, daß der letztere durch weit kräftigere Agentien zu Glimmerschiefer geworden, als dies die Versenkung in größere Rindentiefe bewirkt hätte. Die moderne Deckenlehre und Tiefenstufentheorie stehen hier mit den geologischen Tatsachen im diametralen Gegensatz und wir sehen keinen Grund dafür, diese als Basis für unsere geologischen Untersuchungen anzunehmen. —

¹⁾ Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes. Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 66. Bd., 1914, pag. 76--178.

²⁾ F. E. Suess, „Moravische Fenster“ pag. 608.

II. Teil.

Ultrabasische Stockgesteine des dioritisch-gabbroiden Ganglakkolithen.

Nachdem wir die Schilderung der allgemeinen petrographischen, geologischen und tektonischen Verhältnisse des Dioritgabbroganges vorausschickten, schreiten wir nun zu dem Hauptgegenstande vorliegender Arbeit zur genauen Untersuchung der Peridotite und Pyroxenite, beziehungsweise ihrer Serpentinfelse, welche gleich Satelliten den gedachten Ganglakkolith in seinem Liegenden und Hangenden umschwärmen und dadurch die Abhängigkeit von letzteren sinnfällig erkennen lassen sowie ihre Zugehörigkeit zu derselben geologischen Einheit in einer jeden Zweifel ausschließenden Weise bekunden.

Um das Verständnis der folgenden Darstellung zu fördern, wollen wir sogleich eine Uebersicht von der Mannigfaltigkeit der auf den beiden Zügen einbrechenden ultrabasischen Gesteinstypen geben. Im Speziellen stellen sich diese interessanten Gesteine hauptsächlich als ternäre und binäre untergeordnet auch als unitäre Mineralkombinationen dar, für welche wir selbstredend die bisher gebräuchliche Nomenklatur benützen, nur wo diese versagte, mußte Verf. solche neue Namen prägen, um nicht jedesmal die Mineralkombination und die sonstigen Merkmale der hier in Frage kommenden Gesteine aufrechnen zu müssen und die Kürze der Darstellung zu sichern.

Es ergeben sich nach den diesfälligen umfangreichen mikroskopisch-optischen Untersuchungen die folgenden Kombinationen ultrabasischer Gesteine nach ihrer abnehmenden Bedeutung geordnet:

Ternäre Peridotite der Kalkalkalireihe:

- I. Olivin—Enstatit—Diopsid = wie bisher Lherzolith genannt.
- II. Olivin—Enstatit—Diallag = Neubenennung Bielenit.
- III. Olivin—Enstatit—Hornblende und Aktinolith = neuer Name Weigelith.

Binäre Peridotite:

- IV. Olivin—Enstatit = wie bisher Harzburgit genannt.

Unitäre Peridotite:

- V. Olivin (übrigens nur Akzessorien) = wie bisher Dunit benannt.

Binäre Pyroxenite:

- I. Enstatit—Diopsid = neu benannt Marchit.

Ternäre Pyroxenite:

- II. Diopsid—Enstatit—Diallag = Neubenennung Niklesit.

Magnetit- und titanitreiche Alkalipyroxenite:

- I. Diallag—Enstatit—Ilmenitfels = neugeprägter Name Titanolith.
- II. Aigirinaugit—Titanit—Magnetitfels = neugeprägter Name Aigirinolith.

Indem wir diese Systematik vorausschicken, wollen wir nun an die Untersuchung und Beschreibung der einzelnen Vorkommnisse schreiten, müssen jedoch sogleich gestehen: Obwohl die Reihe der letzteren als eine stattliche erscheint, darf sie dessenungeachtet in keinem Falle auf Vollständigkeit Anspruch erheben, und zwar nicht nur deßhalb, weil einzelne dieser Sporaden im Gelände leicht übersehen werden können und auch aus dem Grunde, weil sie unter der Ackererde nebst der Verwitterungsrinde versteckt sind und oft erst durch Zufall entdeckt werden, demzufolge die Zahl dieser Gesteinstöcke jedenfalls in Wirklichkeit viel größer sein dürfte.

A. Liegendzug der Peridotite und Pyroxenite sowie ihre Serpentinfelse.

Serpentinstockwerk bei Buschin am Taubenberg, der Goldkoppe und am Zdiarberg bei Ober- und Nieder-Eisenberg.

Beginnen wir an dem südwestlichen Ende derselben an der bekannten Störungslinie Marchtal—Buschin, so stoßen wir zunächst auf das große Serpentinstockwerk, welches sich zwischen den Tälern von Buschin und Hosterlitz westlich Nieder- und Ober-Eisenberg ausbreitet und angenähert parallel zum generellen Streichen gestreckt erscheint. Der Serpentinfels setzt dicht am Jockelsbache bei Buschin und an den Gehängen der bewaldeten Anhöhe Stvertnik ein, findet seine Fortsetzung in der Waldstrecke „bei den Fuchslöchern“ und erreicht auf dem Taubenberg (Holubarna) sowie auf der Goldkoppe in der Waldstrecke „bei den goldenen Löchern“ seine größte Mächtigkeit von schätzungsweise 450 m; von hier geht der Serpentinfels weiter gegen NNO auf den Zdiarberg, dessen Felskegel (Koppen) aus mannigfaltigen Serpentinesteinen bestehen. Gedachte Koppen, auffällig durch ihre scharfe Kegelform, fallen gegen Hosterlitz hin ab und hier endigen die in Rede stehenden Serpentinfelsmassen. Das ganze Streichen hat eine Länge von ungefähr 3,2 km; dasselbe erscheint am Tage durch ausgedehnte Block- und Trümmerhalden gekennzeichnet, welche das darunter anstehende Gestein verhüllen. Der gedachte Höhenzug der Serpentinesteine, welcher in der höchsten Erhebung am Taubenberg kulminiert, wird durch die Terrain-Einschnitte des „kalten Wassers“ und „bei den Erlen“ sowie zwischen den Zdiarkoppen unterbrochen, so daß es sehr wahrscheinlich ist, daß unsere pyroxenitischen und peridotitischen Serpentinesteine aus mehreren dicht beieinander liegenden stockförmigen Massen bestehen, die ein zusammenhängendes Stockwerk bilden. —

Die Lagerungsverhältnisse dieses Stockwerkes sind im hohen Maße charakteristisch. Westlich stoßen daran die mannigfaltigen Hornfelse der inneren Kontaktzone unseres metamorphen

Dioritgabbroganges, welcher hier in einer Entfernung von 0·3 *km* vorbeistreichet; östlich liegen abermals Hornfelse, und zwar lagert zunächst dem Serpentin lokal ein grobkörniger, feldspatreicher und flaseriger Muskovitgneis, weiter in das Liegende folgen sodann echte Hornfelse mit zahlreichen Einlagerungen von Amphibolit, der weiter in der Richtung gegen Nieder- und Ober-Eisenberg in mannigfaltige Phyllite und schließlich in Tonschiefer übergeht, es ist das die äußere Kontaktzone der Dioritgabbromasse. Das Serpentinstockwerk ist inmitten der gedachten kontaktmetamorphen Sedimente aufgebrochen; eine Einwirkung durch die ultrabasischen Eruptivmassen hat jedoch nicht stattgefunden.

Das allgemeine Streichen der gedachten Sedimente ist regelmäßig und anhaltend NNO (genau 2h), das Einfallen durchwegs steil WNW, also gegen das Serpentinstockwerk gerichtet. Das letztere läßt keine Spur von Schichtung oder auch nur Bankung erkennen, es ist lediglich eine polyedrisch und regellos zu großen Blöcken und Trümmern zerklüftete Felsmasse, die am Tage in die obenerwähnten Blockmeere und Trümmerhalden zerfällt. Diese am Tage umherliegenden Serpentinstücke überziehen sich infolge Verwitterung ausnahmslos mit einer weißlichgrauen Rinde.

Auf der neuen geologischen Spezialkarte 1:75.000 Blatt Mähr.-Neustadt und Schönberg hat G. v. Bukowski den Serpentinfels westlich Eisenberg als ein 4 *km* langes, 0·3 bis 0·4 *km* breites Band derartig eingezeichnet, daß die falsche Vorstellung erweckt wird, als sei der Serpentinfels als ein planparalleles Glied der kristallinen Schiefer, diesen konkordant zwischen Glimmerschiefer und seinem „grauen Gneis von Hohenstadt“ eingelagert. Der Serpentin wird auf dieser Karte im Liegenden und Hangenden unmittelbar von Amphibolit und Tremolit umschlossen, was prinzipiell unrichtig und mit den tatsächlichen Verbandsverhältnissen im Widerspruche steht. In den „Erläuterungen“ wird behauptet, daß der in Rede stehende Serpentin ein Umwandlungsprodukt der Hornblende sei (!); wir werden uns jedoch weiter unten an zahlreichen Beispielen überzeugen, daß von Hornblende in den gedachten Gesteinen keine Spur vorhanden war und ist.

Die im vorliegenden Abschnitt gebrauchten Lokalitätsnamen sind den Katastralkarten sowie den Forstkarten der fürstlichen Forstverwaltung entnommen und können demzufolge auf Richtigkeit und Zuverlässigkeit von altersher Anspruch erheben. —

a) Die gesellschaftlichen Serpentinbrüche am Ostausgange von Buschin.

Das große Serpentinstockwerk vom Zdiarberg, Goldkoppe, Taubenberg streicht am Linksgehänge des breiten Buschinertales nächst dem Ostausgange des Dorfriedes zutage aus, wo der Jockelsbach die Felsköpfe des Serpentin und der Hornfelse am Gehängefuß bespült, so zwar, daß die fortschreitende Talerosion gute Aufschlüsse und vorteilhafte Angriffspunkte für den Steinbruchbetrieb geschaffen hat.

Daselbst hat nun die Kremstrierer Steinindustrie-Gesellschaft ihre beiden Serpentinbrüche angeschlagen, und zwar den einen auf der Talsohle, den zweiten etwas höher auf demselben Gehänge auf-

wärts und, dadurch die Aufschlüsse dergestalt vervollständigt, daß wir einen genauen Einblick in die Lagerungsverhältnisse erhalten. Der Serpentinfels bildet hier eine stockförmige, stark zerklüftete Masse ohne Schichtung mit Spuren von Bankung; seine Mächtigkeit beträgt im unteren Bruche rund 15 *m*, davon die durchbrochenen Schiefer am Hangenden in schwebender Lage gegen NW abfallen, dagegen am Liegenden steil aufgerichtet sind oder am Kopf stehen, fast davon abfallen, also eine Lage einnehmen, die nur das Eruptivgestein bewirkt haben konnte. Der Serpentinfels besteht fast ausschließlich aus kompaktem Serpentin, der makroskopisch keine Reste der Ursprungsm Mineralien aufweist; sehr verbreitet ist darin Leukophitbildung, die klaffenden Strukturflächen sind fast ausnahmslos von einem mehr oder weniger langfaserigen Chrysotil überrindet oder der letztere verbreitet sich gangförmig auf zahllosen Spältchen und Adern im Innern des Serpentinfels. Die Chrysotilrinden tragen so starke Quetschungserscheinungen an sich, daß diese Flächen Harnische gleichen, was auf große Gesteinsspannungen hinweist.

Der Serpentinfels wird von Gängen und Trümmern eines grobkörnigen Pegmatits durchsetzt, worin Feldspat mit Quarz schrittgranitisch verwachsen, zersetzter Biotit nebst Diopsid akzessorisch eingesprenkt sind. Wir werden weiter unten folgend den Nachweis erbringen, daß in Rede stehender Serpentinfels von einem Pyroxenit, und zwar dem neuen Typus Marchit abstammt.

Bzüglich der Nebengesteine des Serpentinfels in der gedachten Lokalität finden wir insbesondere am Liegenden des unteren Bruches durch den Jockelsdorfer Bach gut aufgeschlossen die in den früheren Abschnitten ausführlich geschilderten Hornfelse herrschend, Gesteine, die gerade hier infolge von Pressungen im hohen Grade zerklüftet, daher kleinklüftig bis würfelig erscheinen; sie sind sehr zähe, überaus fest, feinkörnig bis dicht. Auch im Hangenden des Serpentinfels sind wir auf ähnliche, jedoch mehr schiefrige Hornfelse gestoßen.

In dem breiten schönen Buschinertal streicht jene großartige Störungslinie hindurch, welche aus dem Marchtal der Gegend zwischen Leschen und Raabe kommt, hier dem Hauptstreichen 22½ h folgt und im Buschinertal längs der Reichsstraße fortsetzt. An dieser Störungslinie keilt nun unser Serpentinstockwerk von Zdiarberg-Taubenberg aus, indem es dahin konstant von 300 *m* Mächtigkeit bis auf 15 *m* sukzessive abnimmt. —

b) Olivinführender Marchitserpentinfels aus dem fürstlichen Steinbruch auf der Goldkoppe.

Was uns beim Betreten dieses Steinbruches sofort in das Auge fällt ist, daß die Serpentinmasse in große kubische Blöcke oder regellos geformte sowie polyedrische Trümmer und in krummlinsenförmige Stücke, in Schalen und Scherben zerdrückt ist, deren Oberfläche spiegelnd und glattpoliert erscheint; es sind das echte Rutschflächen und Harnische, welche auf Spannungen und Pressungen in der Serpentinmasse hinweisen und durch die Volumzunahme bei der Serpentinisierung ausgelöst wurden.

Die Gesteinsfarbe ist schwarzgrün, selten dunkel blaugrün. Vorherrschend ist der zerdrückte Serpentinfels, dagegen der kompakte nur untergeordnet auftritt; der letztere ist ohne Reste der Ursprungsmineralien, dagegen enthält der erstere mehr oder weniger reichlich Relikte, bestehend aus isolierten rundlichen Körnern von wachsgelbem Olivin, meist aber graugrünlichem Enstatit; ersterer charakterisiert durch Glasglanz und den Zerfall in ein feinkörniges Aggregat, das napfförmig ausgehöhlt und von Serpentin durchadert ist; der letztere durch fasrige Struktur und starken Perlmutterglanz. An einzelnen Stufen machen sich Ueberzüge von bronzefarbig schillernden Blättchen bemerkbar, die nach ihrem Verhalten dem Bronzit angehören. Hierzu kommen sehr zahlreiche im Serpentin ausgeschiedene Nester von Chromit, der durch eisenschwarze Farbe und Metallglanz auffällt; es sind meist schuppige, zum Teil oktaedrische Aggregate. Akzessorisch ist reichlich eingesprengter Magnetit der Formen O und $\infty O \infty$ sowie in größeren als auch staubförmigen Körnern allüberall eingesprengt; die Menge desselben ist jedoch niemals so groß, daß sich ein Einfluß auf die Magnetnadel äußern würde.

Umwandlung. Der gemeine Serpentin ist ölgrün; infolge staubförmig eingesprengtem Magnetit trägt er eine matte, düstere, schwarzgrüne Färbung zur Schau, er ist allgemein strukturlos, läßt aber zuweilen eine blättrige Struktur erkennen, welche auf Enstatit als Ursprungsmineral hinweist.

Ein großer Teil des dunklen Serpentinfels hat auf inneren Bruchflächen ein verwittertes Aussehen, denn er ist mit einem weißen, dichten, auffallend talkähnlichen Serpentin gleichwie verknüpft und mit ersterem durch Uebergänge verknüpft, dem wir noch des öfteren begegnen werden und den wir kurz Leukophit¹⁾ nennen wollen. Dieser ist nach seinem mikroskopisch-optischen Verhalten ein echter Serpentin, wie wir uns weiter unten an den Dünnschliffen der Gesteine von Ober-Weißbach überzeugen werden, und zwar nach seiner Mikrostruktur wesentlich aus quersfasrigem Metaxit und radialsfasrigem Pikrolith²⁾ zusammengesetzt. Ein Teil des Leukophits zeigt u. d. b. M. die typische Maschenstruktur des Olivins, worin wir wohl einen sicheren Hinweis auf die frühere Anwesenheit des Olivins im Mineralgemenge des Ursprungsgesteins erblicken dürfen. Mit der Leukophitbildung steht die Ausscheidung einer überreichlichen Menge von Magnetit ursächlich im Zusammenhange, welche das Maschennetz bildet.

Die obenerwähnten Rutschflächen der Serpentinblöcke und Trümmer, seine krummlinsenförmigen Stücke, Scherben und Schalen sind mit ausgebreitetem gelblichweißem, bläulichem und goldgelbem Chrysotil bedeckt, dessen seidenglänzende und parallele Fasern und Stengel 3 bis 5 cm lang werden, sie sind oft gebogen und ge-

¹⁾ Von λευκός und Ophit = Weißserpentin.

²⁾ Der Name Metaxit wird für parallelfaserigen, Pikrolith für radialsfasrigen makroskopisch dichten Serpentin gebraucht, sobald sich diese Texturunterschiede u. d. M. merkbar machen. Der Name Chrysotil bleibt für jene reinen Faserserpentine von stärkerer Doppelbrechung reserviert, welche sich als Regenerationen des dichten Serpentin darstellen.

wunden. Darüber breiten sich verworrene, überaus feine Haare des Serpentin-asbestes, die dann als Bergholz und Bergleder erscheinen. An den breiten Chrysotilstengeln wurde zum Teil eine prismatische Spaltbarkeit von hornblendeartiger Vollkommenheit erkannt. Ein Teil der in Rede stehenden Chrysotilaggregate ist auf den spiegelblanken Rutschflächen und Harnischen infolge der ob erwähnten Gesteinspressungen gänzlich platt gedrückt.

Auch zahllose Aederchen und Spältchen des Serpentin-felses sind mit überaus feinfaserigem Chrysotil erfüllt, dessen bläuliche und gelbe, im durchfallenden Licht weiße bis goldgelbe Fasern oft gebogen und gewunden, stets senkrecht auf die Kluftebenen gestellt sind und in überaus feinfaserigen Asbest übergehen. Es sind dies durchwegs Regenerationen des gemeinen Serpentin. Als sekundäre, bei der Serpentinisierung neugebildete Mineralien finden sich: Magnetit in zahllosen Körnern sowie Chalcedon als Ueberzüge und Rinden. Der Magnetit ist auch in dem Chrysotilaggregat teils in Kristallen und Körnchen eingestreut, teils in Nestern zusammengehäuft; in solchem regeneriertem Magnetit fand Verfasser modellscharfe, stark metallisch glänzende Kristalle der Form $\infty O \infty (100)$ und Zwillinge davon mit geneigten Achsen mit $O (111)$ als Zwillingsebene.

Auch im Leukophit ist sowohl der Chrysotil als auch sein Asbest häufig; der letztere ist mitunter so grobfaserig und langprismatisch entwickelt, daß an solch groben Stengeln u. d. b. M. ein hornblendeähnliches Prisma deutlich unterschieden werden konnte.

Der Serpentinfels bedeckt sich am Tage der Verwitterung ausgesetzt, allseitig an seiner Oberfläche mit einer gräulichweißen, wenige Millimeter dicken Verwitterungsrinde, welche die Maschenstruktur des gemeinen Serpentin schon makroskopisch in prägnanter Weise zum Ausdruck bringt, welche jener der Olivin-serpentine in jeder Weise ähnlich erscheint. Das Netz besteht aus Schnüren und Nestern von Magnetit, dagegen die Maschen durch ein leukophitähnliches Mineral ausgefüllt werden, das glatt und muschlig bricht, weicher als Serpentin ist, sich mager anfühlt, nicht an der Zunge klebt u. d. b. M. dicht, derb und krümmlich erscheint. Akzessorisch tritt auch darin Chrysotil und Magnetit auf. —

Dünnschliffanalyse des Marchitserpentin-felses aus dem Steinbruch am Ostgehänge der Goldkoppe.

Das untersuchte Gestein ist wohl makroskopisch ein kompakter Serpentin-fels, allein im Dünnschliff u. d. P. M. ist es ein Enstatit-Diopsid-Serpentin-fels. Obwohl dichter Serpentin das mikroskopische Bild beherrscht, finden sich darin viele Relikte von Enstatit, teils in kleinen leistenförmigen, meist jedoch in größeren Kristallen, teils in Körnern; erstere von $(100 \cdot (010))$ begrenzt, allgemein verbreitet ist vollkommene Spaltbarkeit nach (110) , dabei die gleichfalls vollkommene Teilbarkeit nach (100) den prismatischen Spaltwinkel halbiert; besonders in Längsschnitten ist die ausgezeichnete Faserung parallel c hervorzuheben, die genau derjenigen des

Bronzit von Kupferberg (Schlesien) gleicht¹⁾. Die Auslöschrichtung fällt in Basisschnitten mit der pinakoidalen Spaltbarkeit zusammen, dagegen sie den Winkel der prismatischen halbiert. Nachdem das Relief erst bei stärkerer Kondensorenkung deutlich wird, so liegt die Lichtbrechung bei $n = 1.7$ und 1.6 , die Doppelbrechung ist nach Maßgabe der gelblichen Interferenzfarben auf (010) $\gamma - \alpha = 0.009$ wie bei Quarz; dagegen auf (100) sowie auf (001) viel niedriger und geht nicht über das Graublau des Orthoklases hinaus $\gamma - \alpha = 0.006$ bis 0.005 herab. Bei der Farblosigkeit des Enstatits im Dünschliff kein Pleochroismus.

Unter \times Nicols beobachtete ich fast allgemein eine parallele lamellare Durchwachsung des Enstatits mit Lamellen eines monoklinen Pyroxens, dessen Auslöschung in Schnitten nach (010) $\angle c : c = 44^\circ$ im stumpfen Winkel beträgt, und zwar ist die Auslöschung sehr häufig eine symmetrische nach den beiden Seiten von (010), so daß sie also in Zwillingsstellung sich befinden; in Schnitten nach (100) löschen beide Mineralien gerade aus, unterscheiden sich jedoch durch die verschiedene Doppelbrechung. In diesem Falle wiederholt unser Enstatit genau dasselbe, was Rosenbusch von dem Enstatit aus den Olivinknollen des Basaltes vom Gröditzberge bei Liegnitz abbildet²⁾. An Schnitten parallel (100) unseres Enstatits machte ich öfters die Wahrnehmung, daß die parallellamellare Durchwachsung mit dem Diallag einen perthitischen Charakter annimmt, dann die Lamellenzüge vielfach gewunden und geflammt erscheinen. — Die gedachten Lamellenzüge werden des öfteren durch ein zweites Lamellensystem gekreuzt, das parallel zur Basis (001) liegt und durch die Zwillingsbildung nach $\frac{1}{4} P \infty (10\bar{1})$ hervorgebracht wird und womit die Biegung und Knickung des Enstatits zusammenhängt. Diese Gitterstreifung hat sehr viel Ähnlichkeit mit derjenigen des Mikroklin, mit welcher sie auch das gemein hat, daß sie mitunter verwaschen erscheint und sich nicht über den ganzen Schnitt erstreckt, sondern unregelmäßig begrenzte Stellen ohne Lamellierung zeigen, welche durch allmähliches Feinerwerden der Gitterwerke in allen Uebergängen miteinander verbunden sind. — Oefter sind die einfachen Lamellenzüge von Enstatit und Diallag wirr gelagert, oder sie sind zu zierlichen Rosetten gruppiert. — In den großen mit Diallag durchwachsenen ausgezeichnet feinfasrigen Enstatiten wurde häufig die Erscheinung undulöser Auslöschung beobachtet; außerdem sind solch feinelamellierte Enstatit-Diallagkristalle zuweilen gebrochen und die Bruchstellen mit überaus feischuppigem Talk ausgeheilt. —

Die mikroskopische Untersuchung lehrt, daß neben dem Enstatit sich an der Zusammensetzung unseres Gesteins noch ein zweiter, und zwar monokliner Pyroxen als Hauptgemengteil beteiligt, welcher mit dem Enstatit zu richtungslos körnigem Gemenge verwächst; derselbe ist im Schliff bei reflekt. Licht olivgrün, im transmitt. grünlich mit schwachem Pleochroismus und gehört zum Diopsid, er ist jedoch in dem vorliegenden Gestein nur in wenig charakteris-

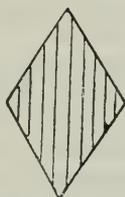
¹⁾ Rosenbusch, Physiographie, IV. Aufl., I. Bd., 2. Hälfte, Taf. II, Fig. 2.

²⁾ Ebendasselbst Taf. II, Fig. 3

tischen Relikten erhalten geblieben; dagegen finden wir ihn in prächtiger Ausbildung am Zdiarberg, insbesondere aber in dem Pyroxenit von Großwürben, wo wir demselben eine eingehende Betrachtung widmen wollen. —

In zahlreichen Individuen des Eustatit fand ich in Schnitten nach (100) die bekannten graubraunen und haarbraunen Mikrolithe verbreitet, welche jedoch die zahlreichen Spaltrisse nach (110) stellenweise durchleuchten lassen und den metallischen Perlmutterglanz nach (100) bedingen. Die vielfach gradlinig begrenzten Blättchen haben meist rechteckige oder quadratische Formen, meist sind sie jedoch unregelmäßig gestaltet, parallel den Spaltrissen gestreckt und liegen mit der Längsrichtung parallel c , oder andere in geringerer Menge senkrecht dazu. Diese flach ausgebreiteten und den Spaltrissen parallel gestreckten Blättchenzüge werden von staubförmigem Magnetit schrottkornähnlich durchschossen, während der Serpentin von außen her

Fig. 10.

Anatasschnitt parallel c .

in den Eustatit eindringt oder inmitten inselartig auftritt. Bei Anwendung starker Systeme können wir die spitzrhombschen und leistenförmigen beiderseits zugespitzten Kriställchen des farblosen Titanits gut unterscheiden, ferner sehen wir ausgebreitete Körnerhaufen und langprismatische Aggregate des fuchsroten und honiggelben Rutil, welche stets im Zentrum derselben braunschwarze Ilmenitrelikte in schlackenähnlichen Gestalten einschließen, endlich ist der Anatas meist tafelig oder spitzpyramidal ausgebildet mit Längsstreifung, farblos, unter \times Nicols mit blauen Interferenzfarben durchsichtig. Diese Titanmineralien sind durch ihr plastisches Relief, ihre runzelige Oberfläche und starke randliche Totalreflexion charakterisiert, welche auf höchste Licht- und meist auch Doppelbrechung hinweist. Mehrere solcher Schnitte der gedachten Titanmineralien sind braun bestäubt, welcher allerfeinste Staub selbst bei Anwendung stärkster Systeme submikroskopisch bleibt.

Wie bereits oben angeführt, findet sich der Ilmenit insbesondere in Form von Lamellen dem Eustatit parallel den Spaltrissen nach (100) eingeschaltet, teils erscheint der Ilmenit als zierliche Kristallskelette und zerhackte Wachstumsformen dem Eustatit interponiert, oder der Ilmenit umschließt seinerseits Eustatit-Diallaggregate. Es kann wohl kaum einem Zweifel unterliegen, daß die obigen Titanmineralien, welche auf (100) des Eustatits den Schiller erzeugen, aus der Umwandlung dieser Ilmenitlamellen hervorgegangen sind. —

Im ganzen Schriff zerstreut liegen zahlreiche kurzprismatische Kriställchen von Apatit vereinzelt umher, die sich stellenweise anhäufen, kreuz und quer gelagert sind und sich zwischen \times Nicols durch ihr Grellweiß bemerkbar machen, öfters mit dunkler Schlackenmasse im Kern.

Der Magnetit ist im Enstatit in kleinsten Oktaedern eingesprengt, auch ist er in kleinsten Hexaedern längs der Enstatitlamellen verteilt; ferner bemerkt man staubförmige Körner und Körnerhaufen sowohl im Enstatit als auch im Serpentin, in welch letzteren er die bekannten Netzwerke liefert. Größere Kristalle, Zwillinge und Kristallstöcke des Magnetits finden sich selbständig ausgeschieden im frischen Enstatit, gleichwie im Serpentin; derselbe gehört sammt dem Ilmenit zu den Erstausscheidungen. Olivin und Feldspäte fehlen gänzlich. —

Umwandlungs-Erscheinungen.

Der Serpentin ist im Dünnschliff im reflekt. Licht olivengrün, im transmitt. farblos; die Lichtbrechung ist gleich derjenigen des Kanadabalsam = 1.54, die Doppelbrechung sehr niedrig, und zwar nach Maßgabe der einheitlichen graublauen Interferenzfarben $\gamma - \alpha = 0.005$. Im parallelen polarisierten Licht läßt die Verteilung des Magnetits im Serpentin ein Maschennetz erkennen, das demjenigen der Olivinserpentine ähnlich scheint. Jedoch die wahre Mikrostruktur des Serpentin tritt erst unter \times Nicols hervor, welche die Erscheinung der Aggregatpolarisation in niedrigen einheitlichen Interferenzfarben in ausgezeichneter Weise darbietet. Wir sehen nun, daß die Maschen durch einen überaus fein- und parallelfaserigen Metaxit, seltener durch einen radialfasrigen Pikrolith ausgefüllt werden, ersterer formt Parallelopipede, letzterer Rotationsellipsoide; dazwischen ziehen teils parallel, teils regellos angeordnete Balken von dichtem Serpentin hindurch, dessen Doppelbrechung infolge Kompensation auf Null herabgesunken ist, daher isotrop erscheint. Häufen sich solche Balken, so wird der Serpentin in ein stetig feinkörnigeres Aggregat zerfällt, welcher eine schwache oder gar keine Dunkelstellung zeigt und alsdann nur eine unscharfe Auslöschung aufweist. Die Faserachsen sind Richtung der kleinsten Elastizität und spitze Bisektrix eines in weiten Grenzen schwankenden Achsenwinkels; es läßt sich durchwegs ein optisch positiver Charakter des Minerals feststellen.

Der Serpentin dringt gegen den Enstatit und Diopsid zunächst auf Spaltrissen, sodann zungen- und buchtenförmig gegen die gedachten Ursprungsmineralien vor, wie bereits oben erwähnt. Durch halbserpentinisierte Enstatit- und Diopsidpartien sowie allmählig und schrittweise auch im Dünnschliff nachweisbare Uebergänge von Enstatit und Diopsid in Serpentin, kann die sichere, jeden Zweifel ausschließende Entstehung des Serpentin aus dem Enstatit, beziehungsweise Diopsid nachgewiesen werden. —

Der bloß makroskopisch da und dort beobachtete Olivingehalt dieses Serpentinfels ist so gering, daß wir ihn vernachlässigen können; es liegt also ein wesentlich aus Enstatit und Diopsid zusammengesetzter Pyroxenit als Ursprungsgestein vor, das teils

selbständige Stöcke, teils Schlieren und unregelmäßige Zonen im Lherzolith bildet und sich an der Zusammensetzung ganzer Stockwerke beteiligt. Wir werden außer diesem Vorkommen weiter unten noch eine ganze Reihe gleich zusammengesetzter Pyroxenit-Serpentinfelse kennen lernen, deren Ursprungsgestein ausschließlich aus Enstatit und Diopsid bestanden hat und für welche der am Kopfe dieses Abschnittes stehende Name Marchit vorgeschlagen wird, entlehnt von dem Hauptflusse March, woselbst das Verbreitungsgebiet dieses neuen Pyroxenittypus liegt.

Lacroix hat wohl aus den französischen Hoch-Pyrenäen ähnliche pyroxenitische Gesteine unter dem Namen Ariégit in die Petrographie eingeführt, die lagerartig mit Lherzolith wechseln und im letzteren schlierenförmig eingeschaltet sind oder ihn gangförmig durchsetzen; sie haben jedoch einen wesentlich anderen chemischen Bestand. —

Dagegen stehen unsere Pyroxenite (wie wir uns an der Hand unten folgender Analysen überzeugen werden) an dem äußersten basischen Ende dieser ultrabasischen Gesteinsfamilie und repräsentieren einen neuen Typus der Pyroxenite, deshalb der dafür oben gewählte Name „Marchit“ gerechtfertigt sein mag. —

c) Der Zdiarberg westlich Ober-Eisenberg.

Dieses Vorkommen von Lherzolith-Serpentinfels erreicht man am schnellsten, wenn man von Ober-Eisenberg den westlicherseits dahinführenden ansteigenden Feldweg einschlägt, auf dem von der Eisenberger Pfarrkirche ab in 1.1 km Entfernung der Serpentinfels im fürstlichen Walde ansteht. Hier befindet sich jene klassische Fundstelle, wo A. Kengott das Metasilikat der Magnesia, den Enstatit zuerst entdeckte und feststellte; weniger glücklich war er mit dem Pseudophit, den er später für einen Pennin erklärte, was der Wahrheit näher kommt.

Der Zdiarberg umfaßt fünf nach dem allgemeinen Gebirgsstreichen 2 h angereicherte Felskegeln von Serpentinfels, welche allerdings unter einem dicken Vegetationspelz von Heidegras, Heidekraut, Sträucher von Heidel- und Preiselbeeren verdeckt sind, worin aber der Serpentinfels stellenweise in nackten Felsmassen zutage tritt oder in Blockhalden aufgehäuft ist. Die streichende Länge der gedachten fünf Felskegeln beträgt ungefähr 620 m, die Breite 350 m, sie hängen jedenfalls unterirdisch zusammen und bilden ein Stockwerk das gegen SSW an die Serpentinmassen der Goldkoppe anstößt. ---

Als makroskopisch erkennbare Gemengteile des Zdiarberger Serpentinfels sind zu nennen: düster schwarzgrüner, matter und dichter Serpentin, worin eine gegen das Gestein auf der Goldkoppe größere Menge Kristalle und Körner von Olivin und Enstatit eingewachsen sind, Chromit in bald größerer, bald mäßiger Menge nestförmig ausgeschieden erscheint, außerdem ist der Magnetit überall reichlich eingestreut.

Das Gestein besitzt infolge seines reichen Magnetitgehaltes die Fähigkeit, im hohen Maße auf die Magnethadel einzuwirken, es zeigt

sich teils polarmagnetisch mit großer Intensität, oder es besitzt nur einfachen Magnetismus. Ein untergeordneter Teil der Stufen ist so arm an Magnetit, daß sie ohne Einfluß auf die Magnetnadel sind. —

Der gemeine Serpentin ist im reflekt. Lichte hellolivgrün bis grünlichweiß, im durchfallenden undurchsichtig, in Spaltblättchen durchscheinend und glasglänzend, völlig gespickt mit Magnetit in Streifen und Striemen sowie staubförmigen Körnchen; der Bruch ist muschlig im Großen, splittrig im Kleinen, auffallend matt und glanzlos, selten zeigt sich Seidenschimmer oder Pechglanz, der Strich ist weiß, Härte = 2·5 spez. Gew. = 2·75—2·77; vor dem Löttrohr unerschmelzbar, in Salzsäure unvollständig löslich.

Der Enstatit ist gekennzeichnet durch seine ausgezeichnete Spaltbarkeit nach ∞P (110) und feine Teilbarkeit parallel $\infty P \infty$ (100), welche Fläche durch ihren lebhaften Perlmutterglanz kenntlich ist, dagegen die Spaltung die Feinfasrigkeit und Blättrigkeit des Enstatits bedingt. Kristalle sind relativ selten, wo solche vorkommen,

Fig. 11.

Enstatit mit knieförmiger Zwillingslamellierung.



sind sie durch die Quer- und Längsflächen (100) · (010) begrenzt, mithin prismatische Formen, welche gewöhnlich eine zackige Endausbildung besitzen, mit flachdomatischer oder basischer Querabsonderung senkrecht c , als auch Biegung und Drehung der Enstatitfasern häufig zu beobachten ist; des öfteren lassen die gedrunghenen 10—12 mm langen Prismen Knäuel erkennen, welche auf sternförmige Zwillingsverwachsungen hinweisen. Der Zdiarberger Enstatit kommt jedoch meist nur in erbsen- bis haselnußgroßen gerundeten Körnern vor, stets mit der charakteristischen Spaltbarkeit ausgestattet, zuweilen lassen die Körner eine knieförmige Lamellierung erkennen, wie in obiger Textfigur 11 gezeichnet. Seine Farbe ist im reflekt. Licht graugrün bis gelbgrün, selten olivengrün, im transmit. Licht farblos bis weißgelb, durchsichtig bis halbdurchsichtig; Härte zwischen 5—6; spez. Gewicht 3·10—3·40; vor dem Löttrohr fast unerschmelzbar.

Die Enstatitreste täuschen den Eindruck vor, als wären sie im Gestein porphyrisch ausgeschieden; dasselbe enthält davon zumeist nur einzelne Kristalle und Körner, andere Gesteinspartien sind damit und Olivin bis zur Hälfte und darüber völlig gespickt, während andere Gesteinsteile kaum geringe Spuren führen, alsdann sich das Gestein als kompakter Serpentinfels darstellt.

Zwischen Enstatit und Serpentin findet ein allmählicher Uebergang statt, den man u. d. h. M. stufenweise verfolgen kann, und zwar bilden sich Pseudomorphosen von schwarzgrünem Serpentin

nach Enstatit mit Erhaltung der breitstengligen und feinfaserigen Spaltung desselben. Ueberdies kann man das buchtenförmige Eindringen des Serpentin von außen in den Enstatit beobachten, dessen Grenzen dann unscharf und verschwommen sind; außerdem finden sich im Innern der frischen Kristalle rundliche Flecke von Serpentin und man sieht da und dort halbserpentinisierte Enstatite, die nicht vollständig aufgebraucht, oder letztere bestehen an dem einen Ende noch aus frischem Enstatit, dagegen das andere bereits zu Serpentin geworden ist. —

Von besonderem Interesse sind die bisher unbeachtet gebliebenen makroskopischen Olivine; sie finden sich fast in allen Zdiarberger Stufen in vereinzelt Kristallen und Körnern, welche der allgemeinen Serpentinisierung entgangen sind. Während in den meisten Stufen sich Olivin und Enstatitreste das Gleichgewicht halten, reichert sich in einzelnen Stufen der Enstatit, in anderen wiederum der Olivin derartig an, daß das Gestein fast zur Hälfte aus ihren Resten besteht, während das andere Mineral fehlt. Die gewöhnlich großen Olivinindividuen sind olivengrün bis weingelb gefärbt, stark glasglänzend, vollkommen spaltbar nach (010) und zerfallen vorerst in ein feinkörniges Aggregat, das sich gern in Leukophit und Chrysotil umwandelt und dann die typische Struktur des Olivinserpentin erkennen läßt. Zahlreiche Olivine sind stark mit Magnetit in Kriställchen und Körnchen eingesprengt.

Auf den beiden (nördlichsten) Zdiarkoppen haben sich in dem dortigen Serpentinfels Olivinreste in zu- und abnehmender Menge erhalten, auch viele Reste von faserigem Enstatit sind daneben zu sehen, oder beide Minerale miteinander verwachsen. Auch dort, wo der Olivin fehlt, kann man nach der charakteristischen Maschenstruktur auf seine frühere Anwesenheit schließen. Es entwickelt sich zunächst Maschenolivin, aus diesem Maschenleukophit, davon jedes Korn mit Magnetit umkränzt wird. Die Menge des in diesem olivinreichen Gestein ausgeschiedenen Chromits ist recht ansehnlich.

Auch im Zdiarberger Serpentinfels stehen viele, namentlich die größeren Körner und Kristalle von Enstatit und Olivin in einem mehr oder weniger fortgeschrittenen Zustand der Leukophitbildung, welche allmählig die ganzen Individuen erfaßt; es sind dies Pseudomorphosen von Leukophit nach Enstatit und Olivin, worin die Magnetitausscheidungen des gemeinen Serpentin nicht fehlen. Den Leukophit hat man früher mehrseitig für Talk gehalten. —

Als Regenerationen des Serpentin auf Spalten, Klüften und Bruchflächen des Serpentinfels ist noch der Chrysotil hervorzuheben, dessen feine seidenglänzende Stengel oder überaus feine Fasern gewöhnlich senkrecht auf die Klüftwände gestellt sind, während der Asbest daselbst überaus feine und verworrene faserige Aggregate darstellt. Oefter sieht man zahlreiche Chrysotilspalten, die eine unter sich parallele Richtung einhalten. Endlich sind in unserem Serpentinfels häufig Rinden und Ueberzüge von weißem Chalcedon und Kalzit wahrzunehmen, welche ebenfalls als eine Neubildung bei der Serpentinisierung zu betrachten sind.

Von anderer Seite¹⁾ werden als makroskopische Gemengteile des Zdiarberger Serpentinfels noch angeführt: Diallag und Malakolith, gemeine Hornblende und Aktinolith, Arsenkies und Magnetkies, sie spielen jedoch nur als untergeordnete oder zufällige sowie seltene Mineralvorkommnisse eine Rolle.

Der Serpentinfels bedeckt sich, am Tage der Verwitterung ausgesetzt, an seiner Oberfläche ebenfalls mit der schon obenerwähnten weißlichgrauen Verwitterungsrinde, welche u. d. b. M. die Maschenstruktur des Serpentin deutlich hervortreten läßt. Das Netz wird durch ausgeschiedenen Magnetit gebildet, dagegen die Augen von schneeweißem Leukophit ausgefüllt werden, welcher durch fortgesetzte Wasseraufnahme aus gemeinem Serpentin entsteht; dazwischen bemerkt man in geringer Menge Chrysotil, schuppigen Talk und spätigen Magnesit. —

Dünnschliffanalyse des Lherzolith-Serpentin von der nördlichen Zdiarkoppe.

Das Gestein für die Dünnschliffe wurde den auf der nördlichen Zdiarkoppe anstehenden Serpentinfels entnommen, welche einen besseren Erhaltungszustand darboten. Wir erkennen auch im Dünnschliff sofort, daß dieser Serpentinfels weit frischer erhalten ist als jener von Buschin und der Goldkoppe; die Menge des Enstatits ist größer,

Fig. 12.

Enstatitschnitt nach (100).



so wie auch seine Kristalle größer geworden sind. Dieselben besitzen in Basisschnitten eine quadratische Form, begrenzt von den beiden vertikalen Pinakoiden (100). (010) die Vertikalschnitte verweisen meist auf langprismatische zum Teil gekrümmte, an den beiden Enden pyramidal begrenzte Kristalle. (Siehe obenstehende Figur 12.) Die ausgezeichnete Fasrigkeit ist bedingt durch Spaltrisse parallel (110)

¹⁾ V. v. Zepharovich, Mineralog. Lexikon. I. Bd. 1859, II. Bd. 1873 III. Bd. 1893.

und die Teilbarkeit nach (100). Knie- und sternförmige Zwillingbildungen sind auch im Dünnschliff erkennbar. Die Lichtbrechung ist nach Maßgabe des erst bei stärkerer Kondensorenkung deutlichen Reliefs 1·7—1·6; die Doppelbrechung in Schnitten nach (010) zufolge der gelblichweißen Interferenzfarben nach Michel-Levy und Lacroix $\gamma - \alpha = 0\cdot009$, dagegen auf (100) und (001) nur 0·005 und 0·004 den klargrauen Interferenzfarben entsprechend. Nach Des Cloizeaux¹⁾ ist am Enstatit vom Zdiarberge der negative Achsenwinkel in Oel = $133^{\circ} 8'$ bei dem Gehalt von $FeO + MnO = 2\cdot76\%$, also $\beta = 1\cdot639$ und $2V = 69^{\circ} 42'$ für rot; ferner bestimmte Mallard²⁾ am Enstatit vom Zdiarberge $\alpha = 1\cdot656$, $\beta = 1\cdot659$, $\gamma = 1\cdot665$, also $\gamma - \alpha = 0\cdot009$, was mit unseren Messungen gut übereinstimmt.

Diese homogenen Enstatitkristalle sind wohl vorherrschend, andere und zwar in der Regel die großen Kristalle, sind durch lamellare Verwachsung mit Diallag ausgezeichnet, dabei ist (010) Verwachsungsebene. In Schnitten nach (100) sehen wir unter \times Nicols einen vielfach wiederholten Wechsel paralleler Lamellen von klargrauem schwach doppeltbrechendem Enstatit mit stark doppeltbrechendem Diallag, der lebhaft grüne und blaue Interferenzfarben II. Ordnung zeigt. In Schnitten nach (010) löschen die Diallaglamellen schief unter $\sphericalangle c : c = 40^{\circ}$ aus, und zwar öfters symmetrisch nach den beiden Seiten von (010) aus; die eisenschwarzen Diallaglamellen heben sich auf dem gelblichweißen Enstatitgrunde scharf ab, weil (100) des ersteren, parallel mit (010) des letzteren liegt. Solche Verwachsungen von Enstatit und Diallag nehmen auch hier häufig einen perthitischen Charakter an und durch das Hinzutreten von Zwillinglamellen nach $\frac{1}{4}P_{\infty}$ (104) entstehen zuweilen mikroklinähnliche Gitterwerke. In den letztgedachten Schnitten sind außerdem zahlreiche linienartige schwarze Lamellen dem Enstatit parallel (100) eingeschaltet, die nach ihrem opaken Verhalten dem Ilmenit angehören. —

Eine auffällige Erscheinung sind intensive Resorptionen, an zahlreichen Individuen des Enstatits wahrnehmbar, welche einer stückweisen Wiederauflösung anheimgefallen sind und nun als vielfach ausgebuchtete und abgenagte Korrosionsformen erscheinen; öfters sieht man solche abgefressene Reste von Enstatit gleichsam inmitten des Diopsids schwimmen.

Unser spezielles Interesse knüpft sich an den miteinbrechenden monoklinen Pyroxen, der den zweiten Hauptgemengteil in unserem Ursprungsgestein ausmacht, jedoch makroskopisch vom Enstatit nicht zu unterscheiden ist, dessen Farbe im Schliff grünlich erscheint, der Pleochroismus ist wohl schwach, jedoch merklich, und zwar $a = c$ grünlich, b gelblich. In Basisschnitten sehen wir, daß der, übrigens xenomorphe Pyroxen, deutliche Spaltbarkeit nach einem fast rechtwinkligen Prisma und außerdem schaligen Bau nach (100) sowie dadurch bedingte Teilbarkeit besitzt. In Längsschnitten nach (100) und (010) beobachten wir eine überaus feine Fasrigkeit parallel c , zuweilen auch Blättrigkeit, sowie eine in letzterer Richtung

¹⁾ Min. 1862, pag. 540.

²⁾ Compt. rend. 1888, 107, pag. 302.

ausgebildete Lamellenstruktur. Zwillingsbildungen, insbesondere nach (100) häufig, so zwar daß die langprismatischen und großen Sammelindividuen der Länge nach in 2, 3 und 4 Teile geteilt sind und jeder derselben eine andere optische Orientierung besitzt; außerdem kommen Verwachsungen vor, welche auf morgensternähnliche Zwillingsbildungen hinweisen. An vielen Diopsiden wurde auch eine schöne Lamellierung parallel (001) beobachtet, welche unter \times Nicols und beim Drehen des Objektisches sichtbar wird und welche wohl augenscheinlich auf eine primäre Zwillingsbildung nach (001) zurückzuführen ist. An unserem Diopsid ist übrigens einfache Zonarstruktur allgemein verbreitet. — Die Lichtbrechung ist stärker als im Enstatit, das mittelhohe Relief wird erst bei starker Kondensorenkung deutlich; die Doppelbrechung ist nach Maßgabe der reingelben Interferenzfarben $\gamma - \alpha = 0.030$, Achsenebene ist (010), die Auslöschungsschiefe wurde an zahlreichen Durchschnitten nach (010) mit den höchsten Interferenzfarben $c : c = 37^\circ$ im stumpfen Winkel β , $2V = 59-60^\circ$. Das Mineral ist nach diesem morphologischen und optischen Verhalten als Diopsid bestimmt worden.

Von besonderer Wichtigkeit ist jedoch die polysynthetische lamellare Verwachsung des Diopsids mit bald breiteren, bald überaus dünnen Lamellen oder Blättern, welche parallel (100) eingelagert und durch die geringere Doppelbrechung nach Maßgabe der grünen, blauen und violetten Interferenzfarben $\gamma - \alpha = 0.024$ bis 0.020 herab gut unterschieden sind, wobei die gleichgroße Auslöschungsschiefe für parallele Verwachsung spricht; wahrscheinlich haben wir es mit einer Durchdringung des reinen Kalk-Magnesia-Pyroxens mit Lamellen von tonerdehaltigem Diallag zu tun. — Ferner ist in unserem Diopsid in allgemeiner Verbreitung zu finden eine gesetzmäßig lamellare Durchwachsung mit Enstatit in der Art, daß (010) des letzteren mit (100) des Diopsids zusammenfällt und die Prismenflächen beider gemeinsam sind. Die Lamellen des Enstatits sind bald breit, bald sinken sie zu solcher Feinheit herab, daß sie bei stärkster Vergrößerung Haarsträhnen gleichen; dessenungeachtet unterscheiden sie sich leicht durch die weit niedrigere Doppelbrechung von dem Muttermineral, als auch durch die Lage der Auslöschungsrichtung im letzteren. Auch stückweise Einverleibung von Enstatit im Diopsid ist eine keineswegs seltene Erscheinung. Im untergeordneten Maße bekommen wir auch mikroklinähnliche Gitterwerke der feinhaarigen Enstatitlamellen im Diopsid zu sehen, welche wohl ebenfalls auf der Zwillingsbildung nach (001) beruhen dürften. Mitunter haben die geschilderten diopsidischen Verwachsungen viel Aehnlichkeit mit den perthitischen Verwachsungen der Alkalifeldspäte. Gleichwie der Enstatit, enthält auch der Diopsid einzelne Lamellen von Ilmenit parallel (100) eingeschaltet, jedoch sind diese nicht so häufig wiederholt und von geringerer Breite. —

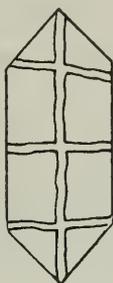
Unser Diopsid zeigt nahe Verwandtschaft mit jenen Diopsiden, die früher Salit und Magnesiumdiopsid genannt wurden und nun nach der Nomenklatur W. Wahls¹⁾ „Augitbronzit“ zu nennen wären; diese

¹⁾ Tschermacks Min.-petr. Mitt. 1907, Bd. 36, pag. 118—122.

letztere ist aber nichts weniger als klar und durchsichtig, vielmehr schleppend und das Verständnis erschwerend. Für unseren lamellaren Diopsid, welcher durch die Interpositionen von Diallag und Enstatit ausgezeichnet ist, die stärkere Licht- und Doppelbrechung des Diopsids mit Diallagtextur verbindet, erlaubt sich der Verf. den Namen *Andiopsid* vorzuschlagen zum Unterschiede von dem gemeinen Diallag der anderen Peridotite auf unserem Zuge.

In dem gedachten richtungslos körnigen Gemenge von Enstatit und Andiopsid konstatierte ich zahlreiche Olivinkristalle, gewöhnlich in der nachstehenden Form (Fig. 13), auch bloß rundliche Körner oder Relikte derselben, die früher zu größeren Individuen gehörten. Im Dünnschliff fällt uns der farblose Olivin sofort durch sein hohes und rauhes Relief sowie die groben Spaltrisse parallel (010) auf. Nach dem Maße der Kondensorenkung liegt die Lichtbrechung zwischen 1·8 bis 1·7, die Doppelbrechung ist stark, und zwar nach

Fig. 13.
Olivinschnitt nach (100).



Maßgabe der orangeroten Farben II. Ordnung auf (001) $\gamma - \alpha = 0\cdot033$ in allen anderen Schnitten allerdings nur halb so stark $= 0\cdot017$. Die Kristalle sind in der Regel breit- und dicktaflig und sind von Spaltrissen parallel (010) oder von Sprüngen durchzogen. Auf diesen letzteren sieht man in allen Schnitten die Serpentinisierung ihren Anfang nehmen, auch dann wenn der Enstatit davon keine Spur zeigt, der Olivin fällt also auch hier zuerst zum Opfer. Im Beginn dieses Prozesses, sieht man die Olivinindividuen in zahlreiche Körner aufgelöst, dazwischen sich der Serpentin hindurchzieht. Aus dem an den Olivin angrenzenden Serpentin mit charakteristischer Maschenstruktur sehen wir, daß der Olivin früher in größerer Menge unter den Komponenten vertreten war, jedoch bereits zum größeren Teil im Serpentin untergegangen ist. Der Olivin enthält häufig Enstatit mit und ohne Diallaglamellen als Einschluß; in anderen Olivinen bemerkt man *Diopsidlamellen* eingewachsen, gewöhnlich derartig, daß (100) des ersteren, parallel (010) des letzteren liegt. —

Der Magnetit ist mit modellscharfen Oktaedern und Zwillingen davon, meist im Enstatit eingesprengt und parallel dessen Spaltrissen angereicht; oft ist er mit zerhabkten Formen dem Enstatit eingewachsen,

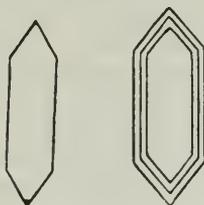
ersterer umwächst den letzteren dergestalt, als wäre der Enstatit im Magnetit eingeschlossen; desgleichen finden wir im Diopsid sehr zahlreiche Kristalle und zusammenhängende Aggregate desselben. —

Daneben ist die Menge des Chromit nicht unbedeutend, der in Form zahlreicher schwarzer an den Rändern mit brauner Farbe durchsichtiger Oktaeder, und zwar meist im Olivin anwesend ist. —

Kleine quadratische farblose Kristalle von hohen Brechungsquotienten gleich dem des Olivins, mit Spaltbarkeit parallel (100), zu Zwillingen und Zwillingsstöcken vereinigt, auch schlauchförmige Gestalten, vollständig einschlußfrei, sie gehören wohl zum gemeinen Spinell, der jedoch nicht isotrop, vielmehr verweist sein Verhalten unter \times Nicols auf schwache Doppelbrechung, etwa derjenigen des Orthoklas entsprechend; gewöhnlich in der Nähe des Magnetits zusammengeschart. Dazwischen häufen sich ebenfalls quadratische Schnitte, schlauch- und zapfenförmige Gebilde eines grasgrünen Chlorospinells in gleichgroßer Menge, von etwas geringeren Brechungsquotienten, im Dünnschliff farblos, unter \times Nicols intensiv smaragdgrün und isotrop erscheint.

Fig 14.

Zirkonschnitte parallel c .



Pyramidal prismatische farblose Kristalle von hoher Licht- und Doppelbrechung, die vereinzelt eingesprengt und in der vorstehend skizzierten Form (Fig. 14) ausgebildet erscheinen, sind als Zirkon erkannt worden, dieselben zeigen schöne pleochroitische Höfe und unter gekreuzten Nicols sehr lebhaft himmelsblaue und orangerote Interferenzfarben. An den großen Kristallen beobachtete ich eine schiefe Auslöschung von $c:c = 25^\circ$, was mit den Beobachtungen über optische Anomalien übereinstimmen würde, denen zufolge Mallard den Zirkon zu den minetischen Kristallen stellt und für monoklin hält. — Da und dort findet man vereinzelt kurzleistenförmige Kriställchen von grellweißem Apatit zerstreut. — Feldspäte fehlen unserem Gestein gänzlich.

Soweit sich aus den vorhandenen Relikten schließen läßt, besaß das Ursprungsgestein bezüglich seiner Hauptgemengteile Implikationsstruktur mit porphyrisch hervortretenden Enstatiten; diese letzteren umschließen zum Teil resorbierte Olivine sowie andererseits die Diopside stark resorbierte Enstatite. Demzufolge gelangen wir bezüglich des Zdiarberger Lherzoliths zu der Kristallisationsfolge: Spinell, Chromit, Magnetit und Ilmenit;

— Olivin, — Enstatit und endlich Diopsid. Die Kristallisation jedes dieser Hauptgemengteile greift jedoch nach rückwärts über den Schluß der früher ausgeschiedenen Komponente hinaus. Die Bildung von Magnetit und Ilmenit hat jedoch bis zur Diopsidbildung angedauert, bei allmählicher Abnahme ihrer Menge.

Umwandlungen und Neubildungen.

Im Dünnschliff ist der Serpentin im reflek. Licht olivgrün, im transmitt. farblos; die Lichtbrechung ist gleich der des Kanadabalsams $n = 1.54$. Die Doppelbrechung nach Maßgabe der einheitlichen graublauen Interferenzfarben $\gamma - \alpha = 0.005$, die Faserachse ist Richtung der kleinsten Elastizität, Die Mikrostruktur des Olivinserpentin zeigt in der Regel ein grobmaschiges Netz, worin die Netzschnüre aus angeschlossenen Magnetitkörnern bestehen mit beiderseits den Schnüren angeschlossenem parallelfasrigem Metaxit, während die Balken durch isotropen Serpentin gebildet werden, das heißt dessen Doppelbrechung durch Kompensation auf Null gesunken ist. Die Mikrostruktur des Pyroxenserpentin ist gewöhnlich eng und kleinmaschig gestrickt, zuweilen aber grobmaschiger als Olivinserpentin. Oefters begegnet man noch Enstatite, die wohl ihre Formen bewahrt haben, aber gänzlich in weite Maschen von Faserserpentin umgewandelt sind, es sind dies die bereits obenerwähnten Perimorphosen von Serpentin nach Enstatit. Außerdem bemerkt man zahlreiche Relikte in Form von Lamellen und regellosen Lappen des Enstatits und Diopsids inmitten des Serpentin, welche uns über die stattgefundenen Umwandlungsvorgänge hinreichend belehren. Dessenungeachtet sind von rechtwinkliger Gitterstruktur, entsprechend der prismatischen Spaltbarkeit der Pyroxene, nur im Anfangsstadium Spuren vorhanden. Allgemein unterliegt der Serpentin von unversehrten Komponenten weg, gegen das Innere seiner ausgebreiteten Aggregate, einer fortschreitenden Verdichtung, er wird stetig kleinmaschiger und dichter gestrickt, die Doppelbrechung nimmt konstant ab, bis der größte Teil des Serpentin isotrop geworden ist.

Ein untergeordneter Teil des Serpentin ist Regenerationen zu Chrysotil unterworfen, dieser ist durch überaus feine Querfaserung, insbesondere aber durch höhere Doppelbrechung leicht erkennbar, welche ungefähr derjenigen des Quarzes gleicht und durch das Reinweiß der Interferenzfarbe dem Exponenten $\gamma - \alpha = 0.009$ entspricht.

Wir gelangen wohl nach den obigen Untersuchungen zu dem Ergebnis, daß der Serpentinfels am Zdiarberge aus einem feldspatfreien Enstatit-Diopsid-Olivinfels, also Lherzolith hervorgegangen und gegenwärtig das dort herrschende Gestein als Lherzolithserpentin anzusprechen ist. Jedenfalls hätte unser Peridotit am Zdiarberg ursprünglich eine ähnliche Zusammensetzung wie der von Lacroix eingeführte Lherzolith von Weiher Lherz (Pyrenäen). Der Olivin ist in unserem Lherzolith in bald größeren, bald geringeren Mengen vertreten und dadurch, daß der Olivin allmählig ganz ausfällt, werden alle möglichen Uebergänge von olivinreichem Lherzolith nach dem olivinfreien Marchit vermittelt. —

Chemische Analyse des Lherzolithserpentins von der nördlichen Zdiarkoppe.

Die folgenden chemischen Analysen sind auf meine Veranlassung mit dem von mir gesammelten Gesteinsmaterial an dem bergmännisch-chemischen Laboratorium der Witkowitzter Steinkohlengruben zu Mähr.-Ostrau durch den Chefchemiker Herrn R. Nowicki ausgeführt worden und benütze ich diesen Anlaß, um insbesondere der geehrten Direktion der Witkowitzter Steinkohlengruben zu Mähr.-Ostrau, speziell dem k. k. Oberbergrat und Bergdirektor Herrn Dr. W. Fillunger für die Unterstützung ergebensten Dank auszusprechen, die mir dadurch zuteil wurde, daß die Analysen zu einem außerordentlich ermäßigten Tarife berechnet wurden. Gleichzeitig sei auch Herrn R. Nowicki für die Mühewaltung bei der präzisen Ausführung der Analysen herzlich gedankt.

Bei der Berechnung der Molekularprocente habe ich nach dem Vorgange von Osann für Eruptivgesteine und Grubenmann für kristalline Schiefer H_2O und CO_2 mit der entsprechenden Menge CaO in Abzug gebracht, der Rest auf 100 berechnet. Nachdem bei unseren magnetitreichen Gesteinen die Umrechnung des Fe_2O_3 in FeO als eine ziemlich willkürliche Manipulation erschien und zur Verstümmelung der Analysenergebnisse geführt hätte, so wurde Fe_2O_3 und Cr_2O_3 selbständig unter R ausgewiesen, welcher Gruppenwert sofort auf die Menge des im Gestein ausgewiesenen Magnetits schließen läßt. Alle übrigen Gruppenwerte sowie der Faktor K blieben unverändert.

Zur in Rede stehenden chemischen Analyse I des Lherzolithserpentins von der nördlichen Zdiarkoppe bei Nieder-Eisenberg wurde das Material von demselben Fundpunkt geschlagen, wovon die Stufen zur obigen makro- und mikroskopischen Untersuchung herstammen.

Analyse I:

	Gewichtsprocente		Molekularprocente
Kieselsäure SiO_2	38.48	43.72	37.77
Titansäure TiO_2	—	—	—
Tonerde Al_2O_3	2.06	2.34	1.19
Chromoxyd Cr_2O_3	0.85	0.97	0.33
Eisenoxyd Fe_2O_3	5.89	6.70	2.18
Eisenoxydul FeO	1.73	1.96	1.42
Manganoxydul MnO	Spur	—	—
Magnesia MgO	38.77	44.06	56.93
Kalkerde CaO	0.20	—	—
Kali u. Natron $K_2O + Na_2O$	0.21	0.25	0.17
Kohlensäure CO_2	0.19	—	—
Phosphorsäure P_2O_5	—	—	—
Krist. u. Konst. Wasser H_2O	12.17	—	—
	100.55	100.00	100.00

Gruppenwerte:

$S = 37.78$, $A = 0.17$, $C = 0$, $F = 58.35$, $T = 1.02$, $R = 2.51$, $K = 0.64$.

Gesteinsformel:

$$s_{37.8} a_{0.0} c_{0.0} f_{20.}$$

Wir sehen daraus, daß der halbserpentinisierte Lherzolithserpentin mit seinen vielen intakt gebliebenen Enstatit, Andioptid und Olivin das Ursprungsgestein sowohl in mineralogischer als auch chemischer Richtung deutlich erkennen läßt, denn die Serpentinisierung bestand lediglich in der Aufnahme großer Wassermengen, wobei eine molekulare Umlagerung mit gleichzeitiger Volumzunahme einherging, dagegen die Zufuhr anderweitiger Stoffe nicht stattfand.

Aus der obigen Gesteinsformel erkennen wir daß unsere Gesteine mit dem Osann'schen Typus Dun Mountains fast genau übereinstimmt, für welcher Typenformel berechnet wurde:

$$s_{35} a_0 c_0 f_{20}$$

für den Lherzolith von Baldissero gilt als Gesteinsformel

$$s_{41.2} a_0 c_1 f_{19.}$$

Die Osann'schen Peridotittypen North Meadow Creek und Kaltetal (Harz) erscheinen als saurere Gesteine. Wir ersehen aus vorstehenden Gegenüberstellungen, daß unser Lherzolith vom Zdiarberge zu den basischesten Gesteinen der ultrabasischen Gesteinsfamilie der Peridotite gehört. Der mäßige Tonerdegehalt in der obigen chemischen Analyse rührt von den reichlichen lamellaren Interpositionen des Diallag, sowohl im Enstatit als auch im Andioptid her, teils ist derselbe durch Spinellide bedingt. Der Gehalt an Chromoxyd steckt wohl zumeist im Picotit, teils im Chromit. Aus dem Gruppenwerte $S:F$ finden wir, daß dieses Verhältnis dem Werte 1.54:1 entspricht und sich dadurch dem Charakter der Orthosilikate nähert, wie sie in reinen Olivingesteinen vorliegen würden, welche dem Verhältnis 2:1 zu entsprechen hätten. Es ist damit der tatsächliche Beweis geliefert, daß sich wirklich Orthosilikate an der Zusammensetzung unseres Lherzoliths beteiligen, welche nicht nur aus Olivin bestehen, sondern daß auch die Pyroxene, namentlich der Andioptid, wahrscheinlich zum Teil Orthosilikate sind.

d) Dunit am Nordabhang der nördlichsten Zdiarkoppe.

An dem Nordgehänge der letzten, beziehungsweise nördlichsten Zdiarkoppe fand Verf. ein gelbgrünes Massengestein in Blöcken umherliegend, das aus Olivin als Hauptgemengteil zusammengesetzt ist und nur geringe Spuren von Serpentinisierung aufweist; außerdem bemerkt man u. d. b. M. als Nebengemengteile: spärlich feinfasrigen Enstatit, nestförmig ausgeschiedenen Chromit und zahlreiche vereinzelte Körner und Kriställchen des Magnetits. Es ist merkwürdig, daß alle Mineralogen und Geologen Mährens bisher an solch hochwichtigen und handgreiflichen Dingen achtlos vorübergingen.

Solcher Peridotit muß wohl nach dem obigen Mineralbestande zum Dunit gestellt werden, zumal der Zdiarberger Lherzolithserpentin

durch steigenden Olivinegehalt ausgezeichnet ist, dessen Maximum im vorliegenden Olivinfels erreicht wird, dergestalt, daß zwischen Lherzolith und Dunit alle möglichen Uebergänge vorliegen, die sowohl in der Natur als auch im Laboratorium verfolgt werden können.

Der Olivin in unserem Dunit ist grünlichgelb bis zitronengelb, selten lauchgrün, er ist keineswegs immer homogen, vielmehr zum Zerfall in Körneraggregate hinneigt bis zur Ausbildung von Olivin-grus, oberflächlich entwickelt sich Maschenstruktur; als Nebengemengteil ist lang- und feinfasriger Enstatit mit starkem Perlmutterglanz hervorzuheben, der mit dem Olivin verwächst. Akzessorisch ist wenig Chromit und Magnetit; daher das Gestein ohne Einfluß auf die Magnetnadel ist. Serpentinbildung hat nur im beschränkten Umfange stattgefunden; schwarzgrüner Serpentin durchzieht nur in wenigen schwachen Striemen den Dunit; dabei wurde Kalzit und Chalcedon abgeschieden, welche das Gestein als Beschläge überziehen.

Ob der Dunit am Zdiarberg als selbständiger Stock vorkommt, oder ob es sich um schlierige Spaltungsprodukte in dem herrschenden Lherzolithserpentin handelt, läßt sich wegen der mangelhaften Aufschlüsse und der Vegetationsdecke nicht feststellen. Ich nehme mit Rücksicht auf die aus dem Niklesgraben vorliegenden Erfahrungen einen Dunitstock auch am Zdiarberg an.

- Dünnschliff-Untersuchung des vorstehenden Dunits.

U: d. P. M. finden wir im Dünnschliff den makroskopischen Befund bestätigt, daß tatsächlich ein frisches Olivinegestein vorliegt, worin der Olivin den fast ausschließlichen Hauptgemengteil bildet, während der Enstatit nur als Nebengemengteil anzusehen ist, der nur in wenigen noch dazu kleineren feinfaserigen Kristalldurchschnitten zwischen den großen Olivinkörnern eingekeilt auftritt.

Der Olivin ist fast ausschließlich in Körnern anwesend, die mitunter eine ansehnliche Größe erreichen, während die Zwischenräume Aggregate kleinerer Körner ausfüllen. Sehr häufig ist ein Zerfall der großen Olivine in einen feinkörnigen Olivin-grus zu beobachten, dessen Körner korrodiert erscheinen. Körner, die zu demselben Individuum gehören, sind durch ihre gleichzeitige Auslöschung leicht erkennbar. Schnitte parallel (100) zeigen ihre ausgezeichnete grobrissige Spaltbarkeit parallel (010) mit groben Quersprüngen annähernd parallel (001), welche Schnitte uns jedoch durch ihre geringe Doppelbrechung $\beta - \gamma = 0.007$ auffallen, daher die Interferenzfarben über Klargrau nicht hinausgehen, mitunter sogar isotrop werden, wahrscheinlich infolge beginnender Umwandlung; in Basisschnitten dagegen grobe Zerklüftung parallel (010) unvollkommen nach (100), daher fortschreitender Zerfall in gerundete Körner; die Doppelbrechung auf diesen letzteren Schnitten hoch $\gamma - \alpha = 0.036$, demzufolge die violettrotten und orangefarbenen Interferenzfarben am Ende II. Ordnung. Auslöschung in der Hauptzone parallel zu den Spaltbarkeiten. Im Schliff vollständig farblos, stellenweise durch Chromit und anderen Erzstaub schwarz gefärbt bis zur Undurchsichtigkeit, infolge der hohen Lichtbrechung ($\beta = 1.68$) hohes Relief, rauhe Oberfläche und dunkle Reflexionsränder.

Der Enstatit ist lediglich in Aggregaten kleinster Prismen vertreten, welche im Dünnschliff durch eine überaus feine Faserung parallel *c* charakterisiert sind, am besten erhalten in der Nähe der Erze, worin derselbe mitunter als Einschluß auftritt. Längere und schlanke sowie gebogene Prismen desselben in Klüften zwischen den zusammenhängenden Olivinaggregaten, was deutlich für die Sukzession Olivin vor Enstatit spricht.

Als drittgrößter Gemengteil an Menge ist der Chromit in großen unregelmäßigen Aggregaten und größeren Körnern zu bemerken; im Schliff schwarz opak, im refl. Licht (abgeblendeter Spiegel) deutlich kristallinisch körnig und schwach metallisch glänzend. Der Picotit ist bloß in braungelben, unregelmäßigen Körnern und schlauchförmigen Gestalten gegenwärtig und sparsam eingestreut.

e) Chlorit- (Pennin) -Fels als Umwandlungsprodukt des Peridotits am Taubenberg und Zdiarberg.

Vor Jahren ist der Verf. am Scheitel des Taubenberges auf große Blöcke von schwarzgrünem Serpentin in solcher Menge gestoßen, daß über das Anstehen im Untergrunde kein Zweifel obwalten kann. Die Aufschlüsse sind hier allerdings sehr mangelhaft, dessenungeachtet sind wir nach Analogie zu der Annahme berechtigt, daß wir es auch hier mit einem Teile des Serpentinstockwerkes Taubenberg—Zdiarberg zu tun haben.

Ein Teil der gedachten Serpentinblöcke bietet insofern ein ganz besonderes Interesse dar, als sie mit einer dicken Schale von stark perlmutterglänzendem, lauchgrünem, blättrigem Chlorit (Klinochlor?) eingehüllt sind. Daß neben dem Chlorit auch Strahlstein und Tremolit bei dieser Gesteinsumwandlung gebildet wurden, läßt sich an der bisweilen lebhaften Doppelbrechung, den deutlich fasrigen grünen Neubildungen erkennen. —

Hierher gehört wohl auch der von Kenngott eingeführte Pseudophit; derselbe bildet nach Lipold¹⁾ eine 2 bis 10 Klafter mächtige, von Amphibolschiefer begleitete Einlagerung im Gneise; es muß sich nur um ein untergeordnetes Vorkommen handeln, dessen Wiederauffindung am Zdiarberg nicht gelungen ist. H. Fischer²⁾ welcher den Pseudophit im Dünnschliff untersuchte, fand, daß sich derselbe wie ein „polarisierender“ Serpentin verhalte, in welchen zahlreiche Teilchen von Magnetit sowie Reste von Olivin und Enstatit eingeschlossen sind. Derselbe untersuchte wohl einen Serpentin, aber nicht Pseudophit. — H. Rosenbusch³⁾, der ebenfalls den Pseudophit u. d. M. prüfte, fand weder die serpentinähnliche Struktur noch die Olivinreste, was für den Pseudophit zutreffend scheint. — V. v. Zepharovich⁴⁾, der ebenfalls den Pseudophit an Dünnschliffen

¹⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Bd. X, pag. 227.

²⁾ Krit. mikr.-min. Studien. 1. Fortsetzung 1871, pag. 33.

³⁾ Mikr. Physiographie 1873, pag. 253.

Tschermaks Min.-petr. Mitt. 1874, pag. 10.

mikroskopisch untersuchte, unterscheidet eine helle und eine dunkle Varietät desselben und konstatierte in der ersteren lediglich eine „höchst feinkörnige Textur mit Aggregatpolarisation, dagegen die dunkle Varietät zur vorigen ein differentes Bild liefert“; außerdem erfahren wir, daß Olivin darin nicht gefunden wurde. Wie man sieht, lauten wohl diese Nachrichten dürftig, lückenhaft und weichen dem eigentlichen Hauptgemengteil aus.

Von dem Pseudophit liegt außerdem eine chemische Analyse von Karl v. Hauer¹⁾ vor, deren Ergebnisse wie folgt lauten:

Analyse II:

	Prozent
Kieselsäure SiO_2	33·51
Tonerde Al_2O_3	15·42
Eisenoxydul FeO	2·58
Magnesia MgO	34·41
Wasser H_2O	13·21
Zusammen	99·13

Damit war der Nachweis erbracht, daß kein Serpentin, sondern ein dichter Pennin vorliegt, welcher angenähert der Tschermak'schen Formel Sp_3Al_2 entspricht, demzufolge auch Kenngott später seinen Pseudophit als einen dichten Pennin ansah. Früher wurde unser Zdiarberger Lherzolithserpentin mit dem in Rede stehenden Penninfels vielfach für identisch gehalten und demnach beide miteinander verwechselt, insbesondere von Zepharovich, wie ich den seinerzeitigen brieflichen Mitteilungen entnehme; aus den obigen optisch-mikroskopischen und chemischen Untersuchungen geht jedoch ihr grundlegender Unterschied hervor. —

Verf. ist der Ansicht, daß die vorstehend geschilderten Chloritgesteine am Taubenberg und Zdiarberg auf einen hornblendereichen Peridotit als Ursprungsgestein hinweisen. Wir werden unten folgend einen ternären Peridotit kennen lernen, der wesentlich aus Olivin, Enstatit und Hornblende zusammengesetzt ist und Weigelith genannt wird, welcher als Umwandlungsprodukte neben untergeordneten Serpentin hauptsächlich Strahlsteinfels und Chloritschiefer, beziehungsweise Chloritfels liefert. Verf. vermutet nun, daß unser Stockwerk am Taubenberg und Zdiarberg wohl hauptsächlich aus Lherzolith bestanden hat, daß jedoch darin Spaltungsgesteine nicht nur von Marchit, sondern auch von Weigelith vorkommen, die an dem Hauptgestein schlieren- und stockförmig ausgeschieden und in der metasomatischen Periode speziell der letztere zu Chlorit-, beziehungsweise Penninfels umgewandelt wurde. —

¹⁾ Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien 1855, 16. Bd., pag. 170.

f) Pegmatitgänge des Serpentinstockwerkes am Zdiarberg und der Goldkoppe.

Nach Maßgabe unserer Untersuchungen und der älteren Literatur⁴⁾ wird unser Lherzolith-Serpentin sowie der damit schlieren- und stockförmig verknüpfte Marchitserpentin auf den Felskegeln des Zdiarberges und auf der Goldkoppe von Pegmatitgängen durchsetzt, worin die folgende reiche Mineralassoziation einbricht: Malakolith bis 5·5 cm lange Säulen, Baikalit in kleinem $\times\times$ und Salit, Diopsid und Fassait $\times\times$; Adular $\times\times$ und Amazonenstein Kristalle und spätige Aggregate, Zirkon kleine Kristalle auf Schriftgranit, Titanit undeutliche $\times\times$, Turmalin(Schörl) und endlich Speckstein als Verwitterungsprodukt des Malakoliths; nach Kolenati und Oborny auch Gudolinit(?).

Weiters wird berichtet: „Auf den Klüften des Zdiarberges“ sekundär: Albit kleine Kristalle, zum Teil Periklin auf Epidot. Chalcedon findet man auf dem Waldwege, der von den Eisenhütten zu Aloistal in die nördliche Partie des Zdiarberges führt in bedeutender Menge, er ist schön milchweiß und traubig. — Nach Melion kommt „bei den goldenen Löchern“ Malakolith in diskordant gelagerten Säulen mit Feldspat und Quarz zusammen vor.

Verf. hat am Zdiarberge Plagioplite aufgefunden, welche gangförmig den Lherzolithserpentin durchtrümmern, sie bestehen vorherrschend aus feinkörnigem, farblosem, basischem Plagioklas, Quarz fehlt gänzlich, Muskovit ist sehr spärlich; dasselbe gilt von der blaßgrünen Hornblende, welche lediglich in kleinen Einsprenglingen verbreitet ist; ganz untergeordnet sind Körner von Magnetit und Blättchen von Ilmenit. Es sind dies wohl die salischen Nachschübe des gabbroiden ultrabasischen Restmagmas. Die Gänge aber, welche die obigen schönen und seltenen Mineralien berherbergen, wodurch die Mineralfundstätten am Zdiarberg und der Goldkoppe seinerzeit berühmt geworden waren, bestehen aus grobkörnigen Granitpegmatiten, wie wir solche auch in dem gesellschaftlichen Serpentinbruche am Ostausgange von Buschin beobachteten. —

Harzburgitserpentin auf der „Homulkahöhe“ südwestlich von Hosterlitz.

Dieses dem Zdiarberger Serpentinstockwerk benachbarte, jedoch von ihm abgetrennte Vorkommen liegt auf der bewaldeten Anhöhe „Homulka“ bei Ober-Hosterlitz, wo bei den letzten Häusern ein Feldweg links gegen den Zdiarberg und rechts nach der gedachten Anhöhe in ungefähr 2 km südwestlicher Entfernung führt, daselbst der Serpentinfels in zahlreichen Felshöckern zutage tritt und am Scheitel der Anhöhe einen parallel zum allgemeinen Streichen h 2 gestreckten Fels-

⁴⁾ Siehe Fried. Kolenati, Die Mineralien Mährens und Oesterr.-Schlesiens. Brünn 1854. — V. v. Zepharovich, Min. Lex. Oesterreichs. I. Bd. 1790—1857, II. Bd. 1858—1872, III. Bd. 1874—1891. — J. Melion, Mährens und Oesterr.-Schlesiens Gebirgsmassen. Brünn 1895.

riegel bildet, dessen streichende Länge schätzungsweise 250 *m*, dagegen die darauf senkrecht gemessene Breite ungefähr 120 *m* beträgt.

Außer den natürlichen Aufschlüssen, gewährt der Steinbruch auf dem Grunde des Bauern Kobek gute Aufschlüsse; leider ist der Steinbruch, welchen eine Steinindustrie-Gesellschaft auf diesem Serpentinorkommen betrieben hat, seither wieder zum Stillstand gekommen, und zum Teil verstürzt worden, weil die Steinqualität bei der Schleifarbeit wegen der darin enthaltenen Relikte der Ursprungsmaterialien nicht entsprochen hat. Soweit man nach den vorhandenen Aufschlüssen urteilen darf, zeigt der Serpentinfels steil gegen NW fallende Bankung und ist durch zahlreiche Längs-, Quer- und Kreuzklüfte zerschnitten, was die Erzeugung größerer Werkstücke hindert, beim Steinbruchbetrieb nur polyedrische, nichts weniger als lagerhafte und schließlich fast rundliche wollsackähnliche Trümmer und Blöcke fallen. —

Der oben skizzierte Felsriegel dacht flach gegen NNW ab und fällt steil gegen SSO ab, ein Verhalten, das wir auch an den Felskegeln des Zdiarberges beobachtet haben und dem wir auch noch an anderen Serpentinstöcken auf unserem Zuge begegnen werden. Der Steilabfall am Liegenden ist durch Abbruch der Felsköpfe bedingt, welcher Längsklüften folgt; die flache Abdachung am Hangenden hingegen wird durch das Einfallen der Serpentinbänke hervorgerufen.

Eine Fortsetzung des Zdiarberger Serpentinstockwerkes bedeutet unser Vorkommen auf der Homulkahöhe für keinen Fall, dasselbe ist vielmehr gegenüber dem ersteren 300 *m* in das Hangende versetzt, so daß die erwähnten Serpentinmassen ohne Verbindung sind und in dem serpentinleeren Zwischenmittel sich der Graben ausgewaschen hat, der von Ober-Hosterlitz gegen den Johannberg hinaufzieht (Kote 601).

Der geschilderte Harzbugitserpentinstock wird in seinem nordöstlichen Fortstreichen durch mächtige Feldspat-Amphibolite ersetzt, welche letztere sich auch in seinem Hangenden ausbreiten; weiterhin folgen jedoch hier wie am Liegenden mächtige Hornfelse, so daß wir die Ueberzeugung gewinnen, daß der Serpentinstock in den herrschenden Hornfelsmassen sitzt. Im Hangendhornfels schalten sich jedoch außer den Amphiboliten auch noch Gneisglimmerschiefer dem ersteren ein, während der lange dioritisch-gabbroide Ganglakkolith in nächster Nähe, das heißt in einer Entfernung von bloß 0.3 *km* vorbeistreicht.

Unter den bisher betrachteten Serpentinfelsen ist der von der Homulkahöhe durch seinen besonders hohen Olivinegehalt, beziehungsweise dessen Relikten ausgezeichnet, womit das Gestein mitunter völlig gespickt erscheint, so daß wir zu der Vorstellung gelangen, daß der Serpentinfels wesentlich aus Olivin hervorgegangen sei, weil bis auf sparsame Enstatitreste andere Relikte fehlen. Die Olivinindividuen sind in der Regel erbsen- bis haselnußgroß, ausnahmsweise erreichen sie Walnußgröße, sie zerfallen gern zu einem Körneraggregat, das weiter fortschreitend zu Grus zerspringt. Gewöhnlich erscheinen unsere Olivine von Serpentin durchhärtet, welche

letzterer Maschenstruktur besitzt, das Innere der Maschen napfförmig ausgehöhlt. Im Innern der großen Olivine werden Einschlüsse von langprismatischem Enstatit beobachtet. —

Der Enstatit ist in einzelnen formlosen großen Individuen, selten in schlanken Prismen vertreten, welche stets eine vollkommene langprismatische Spaltbarkeit nach (110) darbieten und die Fasrigkeit des Minerals bedingen und auf der gleich vollkommenen Teilungsfläche (100) durch den bekannten metallartigen Perlmutterglanz gekennzeichnet erscheinen. Schlanke Prismen des Enstatits begrenzt von (100). (010) mit grober Querabsonderung \perp durchspießen gern den Olivin. — Als Nebengemengteile sind insbesondere zu nennen: Chromit in größerer Menge in Form von Nestern im Serpentin ausgeschieden, derselbe ist blättrig und feinkörnig, eisenschwarz bei starkem Metallglanz durch Verwitterung mattbraun; in seiner Gesellschaft findet sich gern der Magnetit; derselbe ist als Oktaeder und Körnchen durch das ganze Gestein eingestreut, jedoch nur in beschränkter Menge, daher unser Serpentinfels keine Einwirkung auf die Magnetnadel äußert. Nach diesen Komponenten zu schließen würde dieser Serpentinfels makroskopisch größtenteils von einem Harzburgit abstammen, welcher in der Richtung nach enstatitführenden Dunit differenziert. —

Als Umwandlungsprodukte dieses Gesteins sind anzuführen: Gemeiner Serpentin, Leukophit und spärlich Talk. Der Serpentin ist dicht und amorph, schwarzgrün bis ölgrün, ersterer mit Magnetit mehr oder weniger eingesprengt, dagegen die hellgrüne Abart erzfrei ist. Peripherisch verwittert der Serpentin zu sphärolitischer struierter Leukophit mit Magnetitkranz an jedem Korn, welcher die mikroskopische Grundanlage unseres Serpentin aus Rotationselypsoiden deutlich zum Ausdruck bringt. Der Leukophit ist schneeweiß und in dem Maße dicht und amorph, daß er selbst im Durchfalllicht und in den kleinsten Körnchen undurchsichtig bleibt; dagegen der gemeine Serpentin im transmitt. Licht nicht zu dicken Spaltblättchen stets hellgrasgrün bis farblos herab und vollkommen durchsichtig ist. Die Leukophitbildung schreitet stets von außen nach innen fort.

Die Olivinreste in unserem Serpentinfels, speziell derjenige Teil, der in einen Olivingrus zerfallen erscheint, geht der sofortigen Umwandlung in Leukophit entgegen, dieser läßt alsdann die narbige (napfförmig ausgehöhlte) des Olivingruses deutlich erkennen; jedenfalls kann man daraus auf die frühere stärkere Beteiligung des Olivins an der Gesteinszusammensetzung schließen.

Hier und dort stößt man in dem eingangs erwähnten Serpentinbruche auf grasgrüne Gesteinspartien, es sind dies Gemenge von Olivinen, die wie gewöhnlich zu einem feinkörnigen Aggregat zerfallen sind, lauchgrünen formlosen Serpentin, schneeweißen Leukophit sphärolitischer Struktur, nebst untergeordnetem Talk, Nestern von Chromit und eine größere Menge von ausgeschiedenem Magnetit, allüberall eingesprengt. — Der hier und dort unter den Neubildungen in untergeordneter Menge vorkommende Talk ist silberweiß, muskovitähnlich und bildet größere und kleinere perlmutterglänzende Schuppen.

Regenerationen des Serpentin zu Chrysotil begegnen wir auf den großen Strukturflächen des Gesteins sowohl, als auch auf allen Klüften, Adern und Spalten desselben; der Chrysotil ist seidenglänzend, schwarzgrün bis hellgrasgrün, bläulichweiß bis reinweiß als Millimeter bis viele Zentimeter lange Fasern, meist senkrecht auf die Klüftflächen angeschlossen. Auf den großen Strukturflächen der Bankung und groben Zerklüftung ist der feinfaserige Chrysotil parallel gequetscht, durch die Spannungen, welche infolge der Volumzunahme bei der Serpentinbildung ausgelöst wurden, als dann die gedachten Flächen, spiegelnden Rutschflächen, sogenannten Harnischen gleichen. Auch während der Chrysotilbildung hat sekundäre Magnetitausscheidung angehalten, daher der Chrysotil mit vielem Magnetit als Kriställchen und derbe Lagen durchsetzt ist. —

Die normale Verwitterung als Folge der Atmosphärienwirkung führt zur Ausscheidung des Chalcedons und Kalzits in Form von Beschlägen gleichwie von Oxydationsprodukten der Erze.

Der für die Steinbruchsindustrie vor allem anderen wichtige kompakte dunkle Serpentinfels ohne Mineralreste ist leider nicht in der Menge vorhanden, daß sich der Steinbruchsbetrieb lohnen würde, zu welchem Zwecke der Serpentinfels möglichst homogen und einschlußfrei sein muß. Unser kompakter Serpentinfels ist nahezu frei von Relikten des Ursprungsgesteins, davon nur noch die Erze, und zwar der Chromit in zahlreichen Nestern und den allerorten eingesprengten Magnetit enthält. Von Neubildungen ist darin nur der Chrysotil auf Klüften und Absonderungsflächen zu sehen. —

Dünnschliff-Untersuchung des Harzburgit-Serpentins.

Das Dünnschliffbild u. d. P. M. bestätigt im großen und ganzen die obigen makroskopischen Untersuchungsergebnisse unter Mithilfe des binok. M. Wir müssen jedoch im Dünnschliff eine stärkere Beteiligung des Enstatits an der Gesteinszusammensetzung konstatieren, als dies makroskopisch den Anschein hatte. Die Serpentinisierung ist zwar ziemlich weit fortgeschritten, dessenungeachtet haben sich von den Hauptgemengteilen Olivin und Enstatit erhalten, die uns gestatten, mit Sicherheit auf das Ursprungsgestein zurückzuschließen: es liegt ein binärer Peridotit vor, der zum Harzburgit gehört.

Der Olivin ist vorwaltend in Form von Körnern anwesend, peripherisch durch Serpentin abgenagt und seine frühere Kristallform zerstört; Schnitte nach (100) zeigen stets grobrissige vollkommene Spaltbarkeit nach (010), Schnitte nach (001) bieten dieselbe Spaltbarkeit dar und eine regellose Zerklüftung annähernd senkrecht dazu; erstgedachte Schnitte zeigen weit geringere Licht- und Doppelbrechung, daher die niedrigen Interferenzfarben, dagegen in letzterem Schnitte die Lichtbrechung $n = 1.67$; die Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.036$ daher die überaus lebhaften Interferenzfarben; demzufolge speziell die Oberfläche solcher Schnitte runzlig und rauh sowie dunkle Reflexionsränder aufweist.

Im Dünnschliff ist unser Olivin völlig farblos, was ihn aber besonders merkwürdig erscheinen läßt, ist seine ausgezeichnete Zwillingbildung nach verschiedenen Gesetzen; es sind teils Penetrationszwillinge, oft mehrfach wiederholt, teils Durchdringungen des Wirtes mit einem anderen davon verschiedenen orientierten Individuum, dessen einzelne Kristallstücke durch ihre einheitliche Orientierung die Zugehörigkeit zu demselben Individuum bekunden. Zur sicheren Feststellung solcher Verwachsung sind Schnitte nach (100) geeignet, hierbei legen die Subindividuen ihr (001) in die Ebene von (100) des Wirtes, alsdann schneiden sich die Auslöschungsrichtungen unter $\sphericalangle c:c = 61^\circ$, was auf (011) als Zwillingsebene schließen läßt; wieder andere Durchdringungen zeigen zwei aufeinander senkrechte Auslöschungsrichtungen $\sphericalangle c:c = 90^\circ$, jedenfalls liegen rechtwinklige Durchkreuzungszwillinge vor. Schließlich ist noch hervorzuheben, daß ein Teil der größeren Olivinkörner nicht homogen ist, vielmehr ein Zerfall in zwei bis drei und mehr Teilindividuen verschiedener Orientierung, beziehungsweise Auslöschung aufweist, welche teils zur vollkommenen Spaltbarkeit parallel sind, oder aber sehr unregelmäßig begrenzt und ineinander verzahnt erscheinen.

Ein Teil der großen Olivine ist teils von einzelnen Nadeln des Aktinoliths durchspießt oder diese scharen sich zu Bündeln zusammen, auch sieht man mehrere stärkere, aber kürzere Prismen des Aktinoliths im Olivin stecken, deren Basisschnitte sich in der Regel durch ihre Form $\infty P(110)$ deutlich zu erkennen geben, terminal von (001) begrenzt oder daselbst abgebrochen sind. Der Aktinolith ist farblos, Spaltbarkeit nach (110) vollkommen, die langen Nadeln haben grobe Querabsonderung $\perp c$, Lichtbrechung mäßig $n = 1.63$, Doppelbrechung stark $\gamma - \alpha = 0.029$, nach Maßgabe der grünlichgelben Interferenzfarben II. Ordnung, Achsenebene ist (010), die optische Orientierung $\sphericalangle c:c = 15^\circ$ im spitzen $\sphericalangle \beta$. Zonarstruktur mit schwächerer Doppelbrechung im Kern und stärkerer in der Hülle. Das Mineral ist somit Aktinolith, der vielleicht als „Reaktion rims“ von Enstatit auf Olivin aufzufassen ist, oder dem Pilit verwandte Neubildungen. Wir werden aber weiter unten Peridotite, den sogenannten Weigelith, kennen lernen, welcher große Mengen einer neuartigen farblosen Hornblende und farblosen Aktinolith als primäre Hauptgemengteile führt.

Im Dünnschliff finden wir (wie bereits oben erwähnt), daß der Enstatit an Menge so stark vertreten ist, daß er im Ursprungsgestein die Rolle eines wesentlichen Gemengteils spielte und mit dem Olivin durch Implikationsstruktur verbunden ist, wodurch die beiden Hauptgemengteile das Bild inniger Verflechtung darbieten. Jedoch zeigt unser Enstatit in diesem Gestein fast durchwegs feinkristallige Ausbildung, daher die Schnitte parallel c nur als kurze Leisten mit dachförmiger Zuschärfung an beiden Enden auftreten oder stumpf mit (001) endigen; diese sind parallel c überaus feinfaserig, die Fasern sehr oft tordiert, das heißt mehrfach gedreht; auch sind darin häufig Lamellen des Ilmenits parallel (110) eingeschaltet. — Im Schliff farblos, die Lichtbrechung mittelmäßig hoch, $n = 1.67$, Doppelbrechung nicht stark, etwa gleich der des Quarzes

$\gamma-\alpha = 0.009$, daher die gelblichweißen Interferenzfarben. In Schnitten nach (100) mit ihren graublauen Interferenzfarben $\gamma-\alpha = 0.005$, welche größeren Enstatiten angehören, wurde eine Verwachsung mit Lamellen eines monoklinen Pyroxens derartig beobachtet, daß (100) des ersteren parallel liegt mit (010) des letzteren, die Lamellen erscheinen jedoch unscharf, verschwommen und deren Verwachsungsart perthitähnlich.

Betreffs der Erze: Chromit, Ilmenit nebst Magnetit wurde beobachtet, daß einzelne Olivinschnitte in dem Erze in zahllosen kleinsten Körnchen enthalten sind, andere sind mehr oder weniger frei davon, oder dieselben sind zu großen Klumpen konzentriert. Außer der oberwähnten lamellaren Verwachsung von Enstatit als Wirt mit Ilmenit und umgekehrt die Erze als Wirt mit zahlreichen Kriställchen des Enstatits als Einschluß. Unter den Akzessorien ist auch der Apatit gesehen worden, der nur in einzelnen schlanken und dünnen Prismen im Schliff umherliegt. —

Der Serpentin bietet nichts Bemerkenswertes dar, er ist normal als Mikrometaxit und Mikropikrolith ausgebildet, feinfasrig doppelbrechend, durchädert von isotropen Balken und mit Erzen maschenförmig eingesprengt. Die Fasern zeigen zu ihrer Längsrichtung parallele und senkrechte Auslöschung, sie ist jedoch unscharf und verschwommen. Der Serpentin schreitet nicht nur von außen gegen das Innere der Olivine, sondern auch auf einzelnen besonders breiten Klüften und Spaltrissen vor.

Serpentinfels am Ostgehänge des Römerberges oberhalb der Eisenbahnstation Hannsdorf.

Nächst dem Heizhause der Station Hannsdorf zweigt ein Waldweg gegen die idyllisch gelegene Kolonie Weinberg am Ostgehänge des Römerberges (Kote 666 m) ab. Auf diesem Fahrwege findet man den Serpentinfels in vielen Stufen, Trümmern und Blöcken umherliegen, welche sehr wahrscheinlich aus geringer Entfernung zur Wegbesserung zugeführt wurden. Links am Wege steht der charakteristische muskovitreiche Schiefergneis im Hohlwege zutage an, der letztere übergeht sodann im Liegenden durch Gneisglimmerschiefer in echte Phyllite und Tonschiefer. In kurzer Entfernung gehen hier im Hangenden jene Amphibolite durch, welche bereits einen Bestandteil des großen Dioritgabbroganges an seinem Liegendsaalbande bilden.

Der Serpentinfels ist ein überaus dichtes mattschwarzes Gestein, darin man da und dort rundliche, zum Teil korrodierte Olivinkörner sowie Spuren von erhalten gebliebenen Diagonalblättchen und sehr spärlich Enstatitstengel wahrnimmt, akzessorisch erscheint metallischglänzender Chromit in der Serpentinmasse regellos verteilt.

Es ist dem Verf. trotz eifriger Begehung des stark kouierten Terrains nicht gelungen, den dort sicherlich anstehenden Serpentinfels aufzufinden.

In der „geognostischen Karte vom niederschlesischen Gebirge“ und den Erläuterungen hierzu von Just Roth sind in der Nähe der Mündung der Graupa in die March, am Wege der westlich der Hannsdorfer Kirche abzweigt, umherliegende Blöcke von Serpentin angegeben, die dort auf Glimmerschiefer liegen, jedoch anstehend nicht beobachtet wurden. Verf. hat diese Serpentinblöcke dort nicht mehr vorgefunden.

Olivinführender Marchitserpentin am Ostgehänge des Kirchberges bei Ebersdorf.

Der westlich Ebersdorf gelegene Kirchberg (Kote 639 *m*) erhebt sich steil aus dem tief eingeschnittenen Graupatal; an seiner östlichen Abdachung liegt links am Wege von Ebersdorf zur Graupa jenes bisher gänzlich unbekannt gebliebene Serpentinvorkommen, das sich aus seiner Umgebung als ein beiläufig 100 *m* langer und 40 *m* breiter bewaldeter Felsriegel erhebt und als eine wild zerklüftete Felsmasse zutage tritt, welche mit ihrer Längserstreckung nach 23 $\frac{1}{2}$ h orientiert erscheint. Während die nördlich benachbarten Weigelithstöcke am Weigelsberge rings umher im Gneisglimmerschiefer stecken, ist der Ebersdorfer Serpentinstock am Kirchberg ungefähr an der Grenze von rostbraunem Gneisglimmerschiefer im Liegenden und weißlichem Andalusithornfels im Hangenden aufgebrochen; der letztere unterteuft unmittelbar mächtige Amphibolite am Liegendsaalbande unseres Dioritgabbroganges, lagert also in dessen innerer Kontaktzone. Die rostbraunen Gneisglimmerschiefer im Liegenden übergehen ostwärts der Ebersdorfer Kirche in Phyllite und Tonschiefer, welche letztere alsdann in Ober-Ebersdorf und Ober-Hannsdorf mächtige dunkelblaue unterdevonische Kalksteine in ihren Schichtenverband aufnehmen. Die innere Kontaktzone der Hornfelse hat daselbst eine Breite von 300 *m*, die äußere der Gneisglimmerschiefer eine solche von 800 *m*, zusammen 1.1 *km* (siehe das Querprofil Abbildung 4, pag. 31).

Diesen wichtigen Fundort erreicht man auf dem kürzesten Wege von der Eisenbahn-Haltestelle Hohenseibersdorf nach halbstündiger, allerdings steil ansteigender Wanderung, wohl aber auf schattigem Waldwege.

Der frische Serpentinfels dieses Vorkommens ist makroskopisch ein dichtes, sehr festes, jedoch sprödes, daher leicht zersprengbares Gestein, matt schwarzgrün, arm an Relikten der Ursprungsmineralien, geringes spezifisches Gewicht, eisenarm, daher ohne Einfluß auf die Magnetnadel, was durch die geringe Menge des dem Serpentin staubförmig eingesprengten Magnetits bedingt wird. Dessenungeachtet bemerken wir jedoch u. d. binok. M., daß sich unser Serpentinfels stellenweise als ein überaus feinkristalliges Gewebe von Diallag und Enstatit darstellt, darin sind da und dort einzelne Olivinkörner eingestreut; ferner finden sich im Serpentin in Form von Nestern ausgeschieden körnigblättrige, stark metallisch glänzende Aggregate von eisenschwarzem und braunem Chromit.

Der gemeine Serpentin ist im Gegensatz zu dem der übrigen Vorkommen in weit geringerer Menge von staubförmigem

Magnetit erfüllt, so daß er weniger lichtundurchlässig wird, meist in Splintern und Spaltblättchen, sowie an den Kanten durchscheinend bis durchsichtig ist; im Bruche glanzlos und matt, uneben bis muschlig, selten splittrig; im Auffalllicht schwarz- bis lauchgrün, im Durchfalllicht weingelb bis farblos; derselbe bildet oft die Hauptmasse des Gesteins (kompakter Serpentinfels).

Regenerationen des Serpentin zu Chrysotil und Asbest sowie Umwandlung zu Leukophit insbesondere von der Oberfläche aus, sind in diesem Gestein häufiger als sonst. Insbesondere wird derselbe von Chrysotil in zahlreichen Adern und Trümmern durchzogen, letzterer ist schwefelgelb, bläulichgrün bis grünlichweiß, durchscheinend, mit muschligem glattem, teils fettglänzendem, teils mattem Bruch, $H = 3.5-4.5$; u. d. binok. M. bekommt man den lagenförmigen, achatähnlichen Aufbau und die deutlich parallelfaserige Textur zu sehen, wobei die Fasern sehr fein und parallel, teilweise vielfach verbogen sind. Im Gegensatze zum gemeinen Serpentin enthält der Chrysotil nur vereinzelt Magnetitkörner, wohl aber sind seine achatähnlichen Lagen stets durch eine dünne Magnetitschnur voneinander getrennt —.

Derselbe schwarzgrüne Serpentin wird außerdem von vielen 5—15 mm dicken Schnüren und Adern eines weichen biegsamen Serpentin-asbests durchzogen; es sind dies makroskopisch überaus dünnstengelige und feinfaserige, zum Teil holzähnlich struierte Aggregate, die stets senkrecht auf den Spaltenwänden stehen, von hellgrünlicher, gelblicher oder weißlicher Farbe und ausgezeichnetem Seidenglanz. Speziell am südlichen Ende des oben skizzierten Felsriegels hat Verf. zahlreiche Stufen von prächtigem Serpentin-asbest gefunden, dessen feine parallele Fasern eine Länge bis 25 cm erreichen und im Querschnitte Prismen von $\approx 50^\circ$ bilden, mit amphibolisch vollkommener Spaltbarkeit. An manchen dieser Stufen sind noch jene Ueberreste von amorphem Leukophit zu sehen, aus dem der Asbest hervorging und uns über den Ursprung und die Zugehörigkeit dieses Asbests zum Serpentin sicher belehren. Solche schöne Asbeststufen verdienen einen Platz in jeder Sammlung.

Nachdem der Diallag der Serpentinisierung den nachhaltigsten Widerstand entgegengesetzt, so ist derselbe in diesem Serpentinfels unter den Relikten der Ursprungsmineralien noch am häufigsten vertreten; er ist stets mehr oder weniger groß- und parallelschuppig und mit einem starken metallischen Perlmutterglanz auf der Teilbarkeitsfläche (100) ausgestattet.

Der Enstatit ist meist in kurzen gedrungenen Prismen oder unregelmäßigen Körnern ausgebildet, auch fällt er uns sofort durch seine ausgezeichnete Spaltbarkeit nach (110) auf, sowie den Seidenglanz auf der Fläche vollkommene Teilbarkeit (100). Da und dort beobachtete Verf. in der Serpentinmasse Kristallhäufchen bestehend aus innig verwachsenem Enstatit und Diallag nebst Olivin. —

In einem ziemlich stark modifizierten Serpentinfels, den Lehrer Herr Rudolf Hanke (Goldenstein) auf dem an unserem Serpentinstock vorbeiführenden Feldwege gefunden hat, sind bis 35 mm lange und 4 mm dicke schlanksäulenförmige Enstatitkristalle

eingewachsen, welche jedoch teilweise bereits in Chrysotil umgewandelt erscheinen. In anderen Stufen von diesem Fundort geht der Enstatit der Umwandlung in grünlichgelben Bastit entgegen. Mitunter ist der groß individualisierte Enstatit aufgelöst in ein Aggregat kleinerer Bastitindividuen, deren einheitlich orientierte Faserung die ursprüngliche Zusammengehörigkeit bekundet. Der Bastit enthält vereinzelte Magnetite der Form (111), meist Körner, selten zu Haufen versammelt. Der Bastit liefert auch in diesem Falle eine Modifikation des Enstatits in der Richtung nach dem Serpentin.

Die Stufen von demselben Fundpunkte enthalten außerdem im Serpentin eingesprengt Bronzit, teils in Form bronzefarbiger Blättchen und Schuppen, teils als 5—8 mm lange und 3 mm dicke Kriställchen der Form (100) . (010) mit faseriger Endausbildung und vollkommener Spaltbarkeit nach (110), die sich bis zur Feinfaserigkeit steigert.

Der herrschende Serpentinfels verwittert an seiner Oberfläche und den Strukturflächen zu einer schneeweißen, sphäroidisch struierten Masse, dem Leukophit, dessen zahllose Sphäroide durch Verwitterung um so deutlicher hervortreten, von Magnetitkränzen umschlossen werden und solcherart ein zartes eisenschwarzes Geäder auf weißem Leukophitgrunde vorstellen. Der Leukophit ist weich ($H=1$), fühlt sich fettig an, ist glanzlos und matt, hängt nicht an der Zunge und wird von kalter Schwefelsäure leicht zersetzt. —

Dünnschliff-Untersuchung des modifizierten Marchitserpentin am Kirchberg westlich Ebersdorf.

Zu diesen Dünnschliffen wurde das zuerst von Herrn Lehrer Hanke am Wege unterhalb dem Felsriegel gefundene Stufenmaterial verwendet. Wir überzeugen uns auch im Schliff, daß sich dieser Serpentin in einer weit fortgeschrittenen Umwandlung zu Bastit, Serpentin und Chrysotil befindet. Dessenungeachtet sind in dem Gestein zahlreiche Relikte von homogenem Enstatit enthalten, wohl sind es im allgemeinen recht bescheidene Reste früher größerer Individuen des gedachten Minerals; sie liegen gewöhnlich nächst dem Ilmenit, mit dem sie auch innig verwachsen sind. Außerdem fallen uns im Schliff große Kristalle von Enstatit und Diallag auf, welche den bereits von Buschin und dem Zdiarberg her bekannten polysynthetischen Aufbau aus parallelen Lamellen von Enstatit mit Diallag erkennen lassen. Die vorhandenen Schnitte davon liegen parallel (010) des Enstatits, während die Diallaglamellen mit ihrem (100) dazu parallel sind. Die Enstatit-Diallaglamellen sind mehrfach gebogen und zeigen unzulöse Auslöschung, gewöhnlich herrschen die Enstatitlamellen vor, dagegen die Lamellen des Diallag ihrer Zahl und der Breite nach zurückstehen; in anderen Kristallen bemerkt man auch den umgekehrten Fall, so daß der Diallag mit wesentlich breiteren und vorherrschenden Lamellen vertreten ist, welches Verhältnis an Perthit und Antiperthit erinnert. Die Art der Verwachsung eines Teiles solchen Enstatit-Diallags erinnert in der Tat, wie wir sie vom Perthit und Antiperthit her kennen; hierzu

tritt in manchen dieser Schnitte die bekannte Zwillingsbildung nach $\frac{1}{4} P \infty$ (104), wodurch eine mikroklinähnliche Gitterstreuung hervorgerufen wird. Neben diesen lamellaren Verwachsungen von Enstatit und Diallag bekommen wir auch solche von Enstatit mit Ilmenit in zahlreichen Durchschnitten zu sehen, wobei die Ilmenitlamellen parallel (100) des Enstatits eingeschaltet sind. Die Licht- und Doppelbrechung wie am Zdiarberger Enstatit, und zwar ist der Brechungsexponent des letzteren auf (010) = 0.009, dagegen auf (100) $\beta - \alpha = 0.002$. Die Auslöschung ist parallel und senkrecht zu den prismatischen Spaltrissen, dagegen an den interponierten Diallaglamellen zahlreicher Kristalle die Auslöschungsschiefe $c:c = 40^\circ$ im stumpfen $\angle \beta$ gemessen wurde. Gleichwie am Zdiarberger wurden auch am hiesigen Enstatit ausgebreitete und intensive Resorptionen magmatischer Natur wahrgenommen. —

Ein untergeordneter Teil des rhombischen Pyroxens hat sich in diesem stark beeinflussten Serpentinfels soweit frisch erhalten, daß wir aus der höheren Doppelbrechung auf (110) $\gamma - \alpha = 0.017$ und den entsprechenden orangegelben und orangeroten Interferenzfarben, seinen polysynthetischen Lamellenbau auf dessen Zugehörigkeit zum Hypersthen schließen dürfen. Derselbe tritt teils in selbständigen langprismatischen Kristallen mit prismatischer Spaltbarkeit auf, teils ist er in einzelnen oder mehreren Lamellen dem Enstatit-Diallag eingeschaltet oder er kommt als interessante Verwachsungen mit parallelen Lamellen des Magnetits und Ilmenits vor. — Biegung der Enstatitkristalle, Verbiegung und Knickung der großen Enstatit-Diallag-Individuen sowie deren Zwillingsbildung nach $\frac{1}{4} P \infty$ (104) nebst undulöser Auslöschung, sind wohl als deutliche mechanische Deformationen, insbesondere während ihrer Kristallisation, aus dem Schmelzfluß aufzufassen.

Der makroskopisch beobachtete Diallag entpuppte sich im Schliff als Andiopsid, dem zweiten Hauptgemengteil der Marchitreihe; er ist auch hier durch die makropinakoidale und prismatische Spaltbarkeit und die dadurch bedingte feine Faserung und Blättrigkeit parallel c charakterisiert; seine Farbe ist im Durchfalllicht grünlich, sehr schwach pleochroitisch $a = c$ grünlich bis olivgrün, b gelblich bis farblos; seine Lichtbrechung ist gleich der des Enstatits, die Doppelbrechung nach Maßgabe der gelblichgrünen Interferenzfarben $\gamma - \alpha = 0.028$, die optische Orientierung, beziehungsweise die Auslöschungsschiefe $\angle c:c$ wurde mit $37--40^\circ$ im stumpfen Winkel β gemessen. Die ausgezeichnete Lamellen- und Blätterttextur finden wir auch in diesem Andiopsid ausgebildet, sie wird durch Interpositionen von schwächer brechendem Diallag hervorgerufen, es ist dieselbe Erscheinung, wie wir sie bereits vom Zdiarberg her kennen und noch in besonders schöner Ausbildung am Harbichstein bei Großwürben kennen lernen werden. Außer den bereits erwähnten Pyroxenlamellen finden wir noch zahlreiche Lamellen des Ilmenits unserem Andiopsid interponiert. —

Mit dem Magnetit verwachsen und in dessen Nähe findet sich noch ein zweiter, und zwar farbloser monokliner Pyroxen in untergeordneter Menge vor, seine Spaltbarkeit entspricht dem

Grundprisma des Pyroxens, die Lichtbrechung liegt nach Maßgabe des hohen und glatten Reliefs bei $n = 1.7$, also gleich dem Enstatit, die Doppelbrechung nach dem Schema von Michel Levy und Lacroix $\gamma - \alpha = 0.020$, die Auslöschungsschiefe auf (010) gegen die Spaltrisse beträgt $c : c = 30^\circ$ im stumpfen Winkel β . Die Körner sind gewöhnlich etwa 2–3 mm groß und enthalten in der Regel Lamellen des Ilmenits parallel (100) eingeschaltet. Dieser Pyroxen mit seiner schwachen Doppelbrechung und kleinen Auslöschungsschiefe ist dem monoklinen Pyroxen der meteorischen Chondrite nahe verwandt; er ist wahrscheinlich *MgO* und *FcO* reich, dagegen *CaO* arm und müßte im Sinne der Nomenklatur W. Wahls den Namen *Klinohypersthen* erhalten¹⁾. —

Eine häufig wiederkehrende Erscheinung anderer Art ist es, daß der Enstatit parallel den prismatischen Spaltrissen mit farbloser gemeiner Hornblende verwächst; es erfolgt dann ein wiederholter Lamellenwechsel von Enstatit und Hornblende, letztere besitzt eine hohe Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.024$ auf (010) bis 0.016 auf (100) herab; ihre optische Orientierung ist $c : c = 20^\circ$ im spitzen Winkel β . Wir werden weiter unten im Weigelith eine ganz ähnliche farblose, im hohen Maße automorphe Hornblende als primären Hauptgemengteil kennen lernen, welche wir *Achromait* nennen.

Der Ilmenit zeigt vielfach die oben geschilderte lamellare Verwachsung insbesondere mit homogenem Enstatit; größere Körner des ersteren enthalten als Einschlüsse Lamellen von Enstatit und Hypersthen, welcher dadurch vor der Serpentinisierung geschützt wurde. In der Gesellschaft des Ilmenits finden sich braune und dunkelgelbe Körner und Haufen solcher sowie schlauchförmige Aggregate, deren hoher Brechungsexponent das erhabene und rauhe Relief bedingt und auf Picotit hinweist. Mit der fortgeschrittenen Umwandlung dieses Marchitserpentinfels steht der Umstand im Zusammenhang, daß im Serpentin die bekannten Netzschnüre von Magnetit fehlen, vielmehr derselbe in großen Körnerhaufen konzentriert erscheint. — In zahlreichen langprismatischen Längsschnitten findet sich im ganzen Schliff verteilt der Apatit, welcher durch sein grelles Weiß, das mäßig hohe Relief und schwache Doppelbrechung mit grauen Interferenzfarben am Anfange der I. Ordnung kenntlich ist. — Körner von Zirkon mit pleochroitischen Höfen liegen im Schliff einzeln zerstreut umher. — Olivin und Feldspäte sind in dem vorliegenden Stufenmaterial nicht nachweisbar. —

Umwandlungs-Erscheinungen.

Ein Teil der Enstatit-Diallag-Individuen erscheint in Bastit, beziehungsweise Diaklasit umgewandelt, welcher jedoch die gleiche Mikrostruktur und dieselben Interferenzfarben wie das Ursprungsmineral aufweist, dagegen eine andere optische Orientierung besitzt, und zwar ist Achsenebene (100), b ist negative spitze Bisektrix, demnach $a = b$, $b = a$, $c = c$.

¹⁾ L. c. pag. 97 und 121.

An dem Serpentin machen wir im Schliff die Wahrnehmung, daß er stärker doppelbrechend wird und sich auf dem Wege zum Chrysotil befindet. Wie bereits oben erwähnt, bildet der Magnetit im Serpentin kein Maschennetz, sondern er ist in mannigfaltig gestaltete Körner, Aggregate und Skelette zusammengeballt. Ein Teil des gedachten Serpentin zeigt wohl die schwache Licht- und Doppelbrechung $n = 1.54$ und $\gamma - \alpha = 0.005$ in graublauen Interferenzfarben, die Mikrostruktur ist kleinmaschig gestrickt, allmählich steigt die Doppelbrechung zu dem Exponenten $\gamma - \alpha = 0.007$ mit klargrauen Interferenzfarben, die Menge des isotropen Serpentin ist gering und bis auf wenige Balken aus dem Schliffbilde verschwunden sowie aller übrige Serpentin als Faserserpentin (Mikrometaxit) entwickelt ist, dabei die Fasern senkrecht auf den Balken stehen; oder aber in wirt- und radialfaserigen und kraushaarigen Mikropikrolith übergeht. Von der früheren, engmaschig gestrickten Serpentinstruktur sind in dem stärker doppelbrechenden Faserserpentin nur Ueberreste vorhanden, das ganze überaus kleinkörnige Aggregat strebt der Regeneration in Chrysotil zu. —

Die geschilderten, schwach doppelbrechenden Faserserpentine (Mikrometaxit und Mikropikrolith) erscheinen nun an zahlreichen Stellen des Schliffbildes von vielen Bändern, Adern und Klüften durchzogen, welche von viel stärker doppelbrechendem feinfaserigem Chrysotil erfüllt sind, dessen Fasern stets senkrecht zu den Klüftwänden angeschossen sind. Der letztere ist im Dünnschliff farblos, die Lichtbrechung ist wenig stärker als im Kanadabalsam $n = 1.54$, die Doppelbrechung erreicht den Exponenten $\gamma - \alpha = 0.012$, was braungelbe Interferenzfarben gibt. Sowohl in dem schwach lichtbrechenden Metaxit und Pikrolith, als auch im stärker brechenden Chrysotil liegt die Richtung der kleinsten Elastizität in der Faserachse, und die Auslöschung erfolgt stets senkrecht und parallel zur Faserachse, was auf ein rhombisches Kristallsystem in den gedachten Serpentinabarten hinweist.

Die Proben zu den folgenden Dünnschliffen wurden von dem oberwähnten großen Serpentinfelsriegel geschlagen, der daselbst zutage ansteht und das Hauptgestein dieser Lokalität repräsentiert.

Wir sehen an den Dünnschliffen charakteristischer Durchschnittsproben u. d. P. M., daß das Ursprungsgestein einer weit fortgeschrittenen Serpentinisierung unterlegen ist und die Menge der Ueberreste der primären Komponenten so geringfügig ist, daß wir kaum mit Sicherheit auf das Ursprungsgestein zurückschließen können.

Der bei der makroskopischen Untersuchung festgestellte Diallag entpuppte sich u. d. P. M. als Andiopsid, von welchem sich die meisten Ueberreste erhalten haben und dessen bald größere, bald kleinere Fragmente durch den ganzen Schliff verteilt erscheinen; derselbe steht bezüglich seiner Merkmale in völliger Uebereinstimmung mit dem der übrigen bereits oben geschilderten Vorkommen; seine parallel (110) gelagerten Lamellen werden häufig überaus feinhaarig, auch läßt der vorliegende Andiopsid öfters einen Zerfall seiner Individuen in verschieden orientierte Subindividuen erkennen. Auch in

diesem Falle ist unser Andiopsid mit Lamellen des Enstatits dergestalt verwachsen, daß (010) der letztere mit (100) dem Diopsid parallel liegt und die Prismenflächen beider zusammenfallen; oft ist die Verwachsung eine gefleckte und geflammte perthitähnliche; hierzu gesellt sich ein zweites darauf senkrechtes Lamellensystem des Enstatits, wodurch mikroklinähnliche Gitterwerke entstehen; ferner enthält er da und dort wenige Lamellen des Ilmenits parallel (100) eingeschaltet, welche gegen die beiden Enden hin auskeilen.

Der Enstatit ist nur noch in kleinen prismatischen Kristallen erhalten, die ebenfalls gedreht sind, sich zumeist in der Nähe der Erze aufhalten, und zwar speziell bei dem Chromit, mit dem er auch im Innern seiner Nester und Haufen verwächst. Verwachsungen des Enstatits mit Diallag werden in diesen kleinen Kristallen vermißt, dagegen sind dem Enstatit auch hier dünne Lamellen des Ilmenits parallel (100) eingewachsen.

Im Schlicke sind auch größere Schnitte mannigfaltiger Titanmineralien zu sehen, wie wir solche auch auf der Goldkoppe bei Nieder-Eisenberg gefunden haben und besonders schön bei Kratzdorf kennen lernen werden. Es sind viele rhombische und hexagonale Durchschnitte wesentlich von graubraunem und haarbraunem Titanit (Grothit), zwischen denen ein Geäder isotroper oder schwach doppelbrechender Serpentinsubstanz sich hindurchschlängelt, welcher erstere inzuliegen scheinen. Es haben sich jedenfalls die homogenen Titanitlamellen in kleinste Partikelchen aufgelöst, welche eine voneinander abweichende Orientierung besitzen; die einzelnen Kriställchen (Blättchen) zeigen oft mehrfach wiederholte Anwachsungen; sie liegen auf den Schnitten des Enstatits nach (100), auf welchen sie den metallartigen Perlmutterglanz bedingen; es ist sehr naheliegend, daß sie auf die Ilmenitlamellen zurückzuführen sind, die dem Enstatit eingeschaltet sind, wofür die in den Titaniten vorfindlichen Ilmenite und Punkteinschlüsse sprechen. Der Titanit zeigt auch in diesem Falle höchste Licht- und Doppelbrechung, starke Dispersion der optischen Achsen, so daß Schnitte, die nicht der orthodiagonalen Zone angehören, nicht mehr vollständig auslöschen. Achsen-ebene ist (010) und liegt in der kurzen Diagonale der rhombischen Schnitte, die spitze positive Bisektrix c steht fast senkrecht auf $(\bar{1}02)$, daher die Auslöschungsschiefe $c : a = 40^\circ$ gemessen wurde. —

Anderweitige Ueberreste der Ursprungsmineralien fehlen im Schlicke, so insbesondere der makroskopisch konstatierte Olivin. Bezüglich des Serpentin müssen wir jedoch sogleich die Tatsache hervorheben, daß die Magnetitschnüre derartig angeordnet sind, daß typische Maschenstruktur durch einzelne Teile des Schlickes verbreitet erscheint, unter \times Nicols finden wir längs der Magnetitschnüre querfaserigen Mikro-metaxit angeschossen und im Innern der Maschen mehr oder weniger isotrope Serpentinsubstanz. Aus dieser echten Maschenstruktur können wir auf die frühere Anwesenheit mehrerer Olivinindividuen mit Sicherheit schließen. —

Wir gelangen demnach zu dem Ergebnis, daß der Serpentinfels am Kirchberg bei Ebersdorf von einem olivinführenden Marchit

abstammt, weil der Olivin nur in solcher Menge vorhanden ist, daß er bloß zu den Nebengemengteilen gestellt werden kann, dagegen die Pyroxene dominieren. —

Weigelith, ein neuer Amphibol-Peridotit vom Straßenkreuz am Weigelsberge nördlich Ebersdorf.

Bei der Straßenkreuzung der sogenannten Krockereistraße am Scheitel des Weigelsberges, und zwar nächst dem Punkte Kote 630 *m* (der österr. Spezialkarte 1:75.000) hat Verf. dieses bisher gänzlich unbekanntes Vorkommen entdeckt. Das Eruptivgestein steckt in den daselbst herrschenden Massen der rostbraunen muskovitreichen Gneisglimmerschiefer, beziehungsweise Glimmerschiefer, denen jedoch speziell hier zahlreiche Amphibolitlager eingeschaltet sind.

Der Peridotit, beziehungsweise sein Serpentin, geht jedoch an diesem Fundort nicht zutage; das Vorkommen liegt vielmehr unter einem Ackerfelde, bei dessen Bearbeitung der Ackerhaken vielfach vom Kopf der Felsmasse Trümmer abreißt, oder dieselbe muß abgearbeitet werden, davon nun an Ort und Stelle auf den Straßen zahlreiche Felsblöcke umherliegen, oder aber zur Straßenpflasterung verwendet worden sind. Aus diesem Grunde läßt sich über den Umfang dieses Peridotitstockes nicht viel sagen. Nichtsdestoweniger würde man mittels einer kurzen Tagrösche sehr bald einen schönen Steinbruch in unserem Peridotit eröffnen können.

In der unmittelbaren Nachbarschaft grenzt an dieses Peridotitvorkommen sehr charakteristischer Weise eine zutage anstehende stockförmige Kalksteinmasse, ungefähr 120 *m* im Streichen lang und 90 *m* dem Verfläachen nach breit. Die Schichten des graublauen Kalkes streichen 6—18h, das Einfallen ist gegen 24h unter \sphericalangle 45° und müssen wir darin die Einflüsse hercynischen Faltungsdruckes erkennen. Dieser Kalkstein unterscheidet sich von dem großen Kalksteinzuge der äußeren Zone in der Ramsauer Gebirgsrinne in keiner Weise, er ist wie dieser ein charakteristischer Devonkalk; nur lokal beobachtete Verf. die Aufnahme einer größeren Menge von Diopsid in das Gesteinsgewebe, wodurch sich in der äußeren Kontaktzone die kontaktmetamorphe Beeinflussung im Kalkstein zur Geltung bringt. Der Kalkstein ist durch mehrere kleine Steinbrüche aufgeschlossen; derselbe wurde vor Jahren in einem unterhalb des Weigelsberges erbauten Feldofen zu Baukalk gebrannt, den rohen Stein hat man aber zur Straßenschotterung herangezogen.

Der in Rede stehende Peridotit ist vorwiegend ein dunkles, durch seine Ursprungsminerale perlmutter- und glasglänzendes Gestein, welche allemal auf seinen muschligen Bruchflächen aufblitzen, während Serpentinisierung sich nur in den mattschwarzen Gesteinspartien geltend macht. Die Hauptgemengteile sind: Hornblende, Enstatit und Olivin ursprünglich gewesen, jedoch ist später ein großer Teil des Enstatits unter Mitwirkung des Olivins in Aktinolith übergeführt worden. Als Nebengemengteil tritt da und dort noch Diallag in das Mineralgemenge ein; stellenweise reichert sich der parallelblättrige und großschuppige Diallag derartig an, daß wir von

einem diallagführenden Peridotit sprechen und solchen als Spaltungsprodukt betrachten dürfen; durch Ausfall des Diallags geht das letztere Gestein wieder in das normale zurück.

Der Enstatit ist häufig als kurze, aber schlanke Prismen ausgebildet, von den beiden vertikalen Pinakoiden (100). (010) und an den Enden pyramidal begrenzt, meist jedoch ausgefasert; derselbe läßt ausgezeichnete Zwillingsbildung beobachten, welche wir an dem unten folgenden zweiten Weigelith-Vorkommen kennen lernen werden. Die Menge des gegen den Enstatit, beziehungsweise seinen Aktinolith zurückbleibenden Olivins ist Schwankungen unterworfen; bald ist seine Menge auffallend groß, bald nimmt sie ebenso rasch ab. Im frischen Gestein ist der frische Olivin makroskopisch schwer zu erkennen, dagegen tritt er bei der atmosphärischen Verwitterung zufolge seiner strohgelben Verfärbung um so besser hervor.

Was dieses Ebersdorfer Vorkommen außerdem von dem zweiten unterscheidet, ist, daß hier viele Stufen von matschwarzem Serpentin angetroffen werden, dessenungeachtet herrscht der frische und halbserpentinisierte Peridotit vor. Oft begegnet man Blöcken, die an ihrer Oberfläche aus schwarzen Striemen von Serpentin mit solchen abwechseln, worin infolge atmosphärischer Verwitterung grünlichgelber Olivin und graugrüner Enstatit (Bastit) als auch Aktinolith um so besser hervortreten und um so leichter erkennbar werden; das Gestein hat alsdann ein gemasertes Aussehen.

Durch oberflächliche Verwitterung geht der Aktinolith in Tremolit und Asbest, zuweilen auch in Talk, der Serpentin in sphäroidisch struierten Leukophit über, dessen regelmäßige Sphäroide von Magnetit umkränzt werden. An den Verwitterungsflächen solchen Gesteins sieht man alsdann alle diese Umwandlungsprodukte der Reihe nach liegen und besser hervortreten. Speziell der Olivinserpentin ist in einem gewissen Stadium auf gedachten Flächen durch seine echte Maschenstruktur von Aktinolith und Enstatit gut unterschieden und ergibt sich daraus indirekt die starke Beteiligung des Olivins an der Zusammensetzung unseres Gesteins kund.

Für diesen neuen Amphibol-Enstatit-Peridotit mit seiner bisher unbekannt mineralischen Zusammensetzung wird der Kürze halber der Name Weigelith vorgeschlagen, und zwar nach dem Weigelberge, dem Orte seines zuerst bekannt gewordenen Vorkommens.

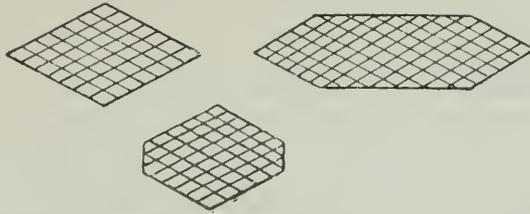
Bezüglich der Nebengesteine in der gedachten Lokalität beobachtete Verfasser am Eingange des Krokereigrabens aus dem Graupatal mannigfaltige und mächtige Amphibolite, die zu dem Dioritgabbrogang an dessen Liegendem gehören, weiterhin mächtig entwickelte Hornfelse, und zwar mannigfaltige glimmerfreie Andalusithornfelse, worauf dann anfänglich grobkörnige, später feinkörnige Gneisglimmerschiefer und Glimmerschiefer (Muskovitschiefer) mit untergeordneten Amphiboliten und Hornblendeschiefern nachfolgen. Der Weigelith durchbricht die letztgenannten Schiefer, ohne aber eine weitergesteigerte Kontaktmetamorphose hervorgerufen zu haben.

Dünnschliffbild des Weigeliths von Ebersdorf.

U. d. P. M. im Dünnschliff sind wir durch die 'große Menge eines automorphen und farblosen Amphibols überrascht, hierzu gesellt sich als zweiter Hauptgemengteil Olivin, worin eine Unmasse von Erz streifenförmig ausgeschieden ist, und schließlich als dritter Hauptgemengteil Geflechte und fluidale Aggregate von Enstatit, akzessorisch sind Erze: Chromit, Ilmenit und Magnetit, nebst wenig Apatit als prismatische Einzelkristalle zerstreut. Umwandlungen spielen in diesem übrigens frischen Gestein nur eine nebensächliche Rolle, es sind bloß zu nennen Serpentin nebst etwas Talk in untergeordneten Aggregaten.

Der unter den Hauptgemengteilen dominierende automorphe Amphibol hat den Charakter einer völlig farblosen Hornblende, teils eines farblosen Aktinoliths, welche gegen die beiden anderen Hauptgemengteile ihre automorphe Gestaltung zur Geltung bringen und dadurch ihre große Kristallisationskraft bekunden. Die Kristalle der

Fig. 15.
Basisschnitte des Achromait.



Hornblende sind groß und ihre Formen begrenzt von $\infty P (110)$ meist selbständig als dicke, kurze und gedrungene Prismen entwickelt, kombiniert mit $\infty P \infty (100)$, wodurch mehr oder weniger abgeplattete Prismen entstehen oder aber mit $\infty P \infty (010)$, an den beiden Enden begrenzt von $0 P (001)$, oder keilförmig zugespitzt, auch an den anderen Kristallen stumpf abstoßend; Spaltbarkeit sehr vollkommen nach (110) durch feine, überaus dichtgedrängte Spaltrisse markiert, die sich unter $\sphericalangle 124.5^\circ$ kreuzen, oft bis zur Feinfaserigkeit gesteigert, grobe Querabsonderung nicht überall, aber häufig sich bis zu Klüftchen erweiternd. Im Dünnschliff farblos, Lichtbrechung mäßig $n = 1.64$, Doppelbrechung auffallend hoch, und zwar in Schnitten nach (010) $\gamma - \alpha = 0.030$ nach Maßgabe der grünlichgelben, beziehungsweise rein gelben Interferenzfarben Mitte II. Ordnung; Achsenebene (010) , die Auslöschungsschiefe $c : c$ wurde wie gewöhnlich im spitzen Winkel β an zahlreichen Schnitten gemessen und der Mittelwert $\sphericalangle 26^\circ$ berechnet. Oftmals finden wir schaligen Bau dem Prisma folgend: ein schwächer doppelbrechender Kern wird von einer Hülle mit stärkerer Doppelbrechung umschlossen, welche beide übrigens auch eine andere optische Orientierung haben. Für diese eigenartige, bisher unbekannte Hornblende erlaube ich mir nach ihrer farblosen Beschaffenheit und

Mangel an Pleochroismus den Namen Achromait (von $\alpha\chi\rho\omicron\mu\alpha\tau\omicron\varsigma$ = farblos) der Kürze wegen vorzuschlagen, um nicht jedesmal alle ihre Merkmale aufrechnen zu müssen. Die hohe Doppelbrechung des Achromaits verweist wohl auf einen steigenden Eisengehalt, während dessen große Auslöschungsschiefe ihn den Alkali amphibolen näher bringt.

Zwischen den Achromaitaggregaten kommt vielfach ein farbloser Aktinolith vor, welcher durch seine schlanken und langen Prismen ohne terminale Flächen charakterisiert ist, die oft zu dünnen Nadeln herabsinken, häufig ist oft wiederholte Querabsonderung; die Lichtbrechung mäßig $n = 1.62$, Doppelbrechung stark, jedoch schwächer als im Achromait, sie ist auf (110) $\gamma - \alpha = 0.025$ nach Maßgabe der grünblauen Interferenzfarben; Achsenebene (010), die optische Orientierung, das heißt die Auslöschungsschiefe ist in zahlreichen Schnitten gemessen und der Mittelwert $\angle c : c = 14^\circ$ im spitzen Winkel β ermittelt worden. —

Als Einschlüsse wurden im Achromait und im Aktinolith gefunden Olivin- und Enstatitreste. —

Der Olivin ist wohl in großen Individuen anwesend, die aber un-
gemein zerklüftet sind, worin sich eine Unmasse von Erzen angehäu-
ft hat, außerdem sind die Olivinformen durch Neubildungen, insbesondere
Serpentinisierung zerstört worden, durch Kombination finden wir,
daß der Olivin eine nach (100) stark flachgedrückte, nach der
 b -Achse gestreckte Gestalt besaß. Im Schriff farblos, jedoch
einzelne Individuen grünlichgelb, schwach pleochroitisch, was auf
zunehmenden Eisengehalt hinweist. Schnitte nach (100) besitzen eine
grobrißige Spaltbarkeit nach (010) und große Zerklüftung, ungefähr
 $\perp c$, Basisschnitte besitzen ebenfalls grobe Risse nach (010), zuweilen
als offene Klüfte erweitert; oft drängen sich die Spaltrisse und Klüfte
in solcher Menge, daß sie ein regelloses und unentwirrbares Geäder
nach allen Richtungen vorstellen und dann zur Auflösung in einen
Olivingrus führen. Infolge der hohen Lichtbrechung $n = 1.68$
rauhes und hohes Relief, die Doppelbrechung in Basisschnitten stark
 $\gamma - \alpha = 0.036$, bis herab $\beta - \alpha = 0.017$ in Schnitten parallel (100).

Der Olivin umschließt außer den Erzen Chromit und Magnetit,
automorphe Kristalle des Achromait und farblosen Aktinolith
in großer Zahl sowie feinkristallige Aggregate des Enstatits.

Der Enstatit bildet verbreitete und innig verflochtene Aggregate
sehr kleiner prismatischer Kristalle, kurz leistenförmig mit stumpfer
Endigung durch (001), die Basisschnitte sind annähernd quadratisch
oder gedrunge rechteckig mit sich kreuzenden Spaltrissen; die Längs-
schnitte meistens parallel c un-
gemein feinfaserig, tordiert und mehr-
fach gewunden als auch die Individuen miteinander derartig parallel
verflochten, was zur Fluidalstruktur der letzteren Enstatit-
aggregate führt. Die für die übrigen Vorkommen so charakteristischen
Verwachsungen der großen Enstatite mit Lamellen des Diablasts fehlen
diesen kleinen Kristallen, dagegen sind ihnen in der Regel Lamellen
des Ilmenits parallel (100) eingewachsen, womit die Enstatitgeflechte
im Schriff geradezu überladen sind, oft nimmt der Ilmenit derartig

an Masse zu, daß er schließlich als Wirth erscheint und zahlreiche Kristalle des Enstatits umschließt.

In den Zwickeln der Hauptgemengteile findet man zumeist den Enstatit, zum Teil auch den Achromait zu Talk umgewandelt. Der Olivin unterliegt nicht solchem Zersetzungsprozeß, wohl aber zu Serpentin, der sich hinsichtlich seiner physikalischen Eigenschaften so verhält, wie auf den übrigen Peridotiten unseres Zuges und hier übrigens nur eine untergeordnete Rolle spielt. Dagegen ist der Talk ungemein feinschuppig; die Form der Schuppen ist rund, auch rechteckig; häufig ist schaliger Bau; mitunter sind die Blättchen gekrümmt und gebogen, auch gern strahlig und rosettenförmig aggregiert. Im Schliff völlig farblos, Lichtbrechung gering $n = 1.59$, demzufolge mangelndes Relief, die Doppelbrechung hoch, und zwar nach Maßgabe der dunkelvioletten und hellbläulichen Interferenzfarben $\gamma - \alpha = 0.036$ in Vertikalschnitten, dagegen in Basisschnitten isotrop; in den ersten Auslöschung parallel zu den überaus feinen Spaltrissen $\parallel (001)$, die spitze negative Bisektrix a steht \perp auf (001) .

Was die Struktur und Ausscheidungsfolge anlangt, so beobachten wir, daß der Enstatit sich häufig dadurch als letzte Ausscheidung kundgibt, weil er die Zwickeln zwischen dem automorphen früher ausgeschiedenen Achromait ausfüllt, also die lezterstarre Mesostasis zwischen den beiden anderen Hauptkomponenten bildet. Diese Rolle fällt aber auch dem Olivin zuweilen zu, er enthält den Achromait in großen automorphen Kristallen porphyrisch ausgeschieden, die sich derartig häufen, daß sie den Olivin verdrängen, welcher letzterer zuletzt zwischen dem ersteren eingeklemmt erscheint. Die Struktur ist demzufolge eine ophitische, wie wir sie vom Trapp, Diabas und Melaphyr kennen; es werden nämlich Olivin und Enstatit vom Achromait und Aktinolith dergestalt durchschnitten, daß erstere die Zwischenklemmungsmasse bilden. Uebrigens ist die Struktur unseres Weigeliths die allotriomorphe der Gabbrogesteine mit gegenseitiger Durchwachsung von Amphibol, Olivin und Enstatit sogenannte Implikationsstruktur, welche zeitlich sehr nahe beieinander liegende Ausscheidungsfolge für den Olivin und Enstatit bedingt. —

Weigelith (Amphibol-Enstatit-Peridotit) am Westabhang des Weigelsberges bei Weigelsdorf.

Das zweite Vorkommen von Weigelith liegt ebenfalls auf dem breitgewölbten Weigelsberge, jedoch am Westabhang und man erreicht diese Lokalität am kürzesten Wege, wenn man von der Graupatalstraße (unterhalb Mähr.-Altstadt), auf jenem Feldwege nächst der sogenannten Krockereibrücke abzweigt, welcher auf den Weigelsberg führt; hier stößt man bei ungefähr 0.5 km Entfernung zuerst im Wege auf Weigelithblöcke, sodann links in den Aekern auf zahlreiche „Steinrücken“, wo große Blöcke desselben Gesteins gefunden werden, sowie in der Ackerkrume daselbst zahlreiche rundliche Felshöcker von anstehendem, am Ort gewachsenen Weigelith zutage treten. Nach der Verteilung dieser Funde ist man zu der Annahme berechtigt, daß unser neuartiger Peridotit eine stockförmige, nach

dem allgemeinen Streichen nach 1 h längsgestreckten Felskörper bildet von ungefähr 150 m Länge und 120 m Breite. Derselbe durchbricht daselbst jene Zone von vorherrschenden Gneisglimmerschiefer, der als das mächtigste Glied der kontaktmetamorphen Schieferhülle des großen metamorphen Dioritgabbroganges anzusehen ist, welche daselbst in seinem Liegenden eine gegen Nord stetig weitere Verbreitung annehmen, und zwar steht der Durchschlagsschlott auf dem das Eruptivgestein emporgekommen, von dem gedachten Gange 1.7 km entfernt.

Der Weigelith ist auch in dieser Lokalität größtenteils frisch erhalten, die Serpentinisierung ist nur an seiner Oberfläche weiter fortgeschritten; makroskopisch und mit Hilfe des binokularen Mikroskops wurden daran folgende Beobachtungen gemacht:

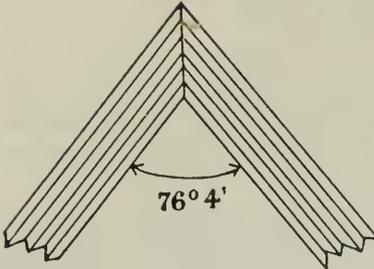
Der Enstatit ist dadurch ausgezeichnet, daß er fast durchwegs in Zwillingen ausgebildet ist, einfache Individuen verhältnismäßig selten sind. Es sind teils herz- und knieförmige, teils knäuelartige und sternförmige Zwillingverwachsungen, wie solche durch die umstehende Abbildung (16) dargestellt werden, und zwar herzförmige Zwillinge nach $P \infty$ (011), deren Achsen unter $\sphericalangle c:c' = 60^\circ 48'$ geneigt erscheinen; ferner knäuelartige und sternförmige Durchwachsungen nach der Zwillingfläche $\frac{2}{3} P \infty$ (023), wobei $c:c' = 42^\circ 44'$ und endlich Kniezwillinge nach der Fläche $\frac{4}{3} P \infty$ (043), in welchem Falle $c:c' = 76^\circ 4'$; indem mehrere dieser Zwillingengesetze zusammentreten, entstehen völlige Kristallstöcke. — Die Einzelindividuen sind zumeist 5—7 mm lang und 2 mm dick, also im Verhältnis zu einigen der anderen Vorkommen klein; sie sind begrenzt von $\infty P \infty$ (100). $\infty P \infty$ (010), seltenen und kleinen ∞P (110); ferner da und dort terminale Flächen $P 2$ (122) mit dachförmiger Zuschärfung oder bloß $o P$ (001); ausgezeichnete Spaltbarkeit nach (110), wodurch eine Faserung hervorgerufen wird, als ob dünne Stengel parallel c miteinander verwachsen wären, sehr häufig macht sich vollkommene Spaltbarkeit nach (001) durch dichtgedrängte Spaltrisse gleich jenen nach (110) bemerkbar; oft liegt diese Spaltbarkeit flach domatisch und dann schwach geneigt gegen c . Auf der sehr deutlichen Hauptablösungsfläche nach (100) liegt allgemein starker Perlmutterglanz, der sich bis zum Metallglanz steigert; auf einem anderen Teil dieser Enstatite liegt ein bronzefarbiger metallartiger Schiller, welche wohl einem eisenreicheren Mischungsgliede, und zwar dem Bronzit beizuordnen sind.

Ein Teil der Enstatitkristalle = Knäuel und Sterne, ist in einer mehr oder weiter fortgeschrittenen Umkristallisation zu einem grasgrünen Amphibol begriffen, der später im Dünnschliff u. d. M. als Aktinolith bestimmt wurde, welcher Prozeß entweder ganze Individuen oder nur einzelne Stengel des Enstatits erfaßt hat. Durch Zunahme dieser Strahlstein-Aggregate und deren fortschreitende Verdichtung wird endlich ein dem Nephrit ähnliches Gesteinsgewebe mit gleichgroßer Verbandsfestigkeit herausgebildet. Ein großer Teil des Aktinolithes entpuppte sich alsdann später im Dünnschliff u. d. P. M. als

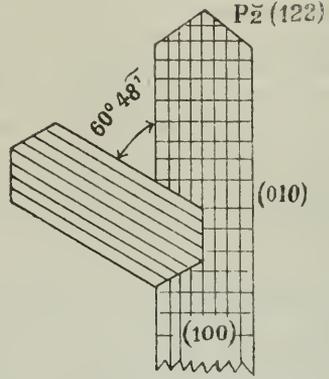
Fig. 16.

Enstatitzwillinge im Weigelith.

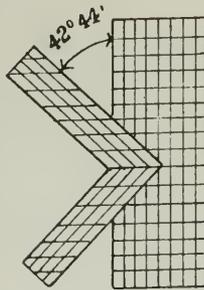
Kniezwilling nach $\frac{4}{3} P \overline{\omega}$ (043).



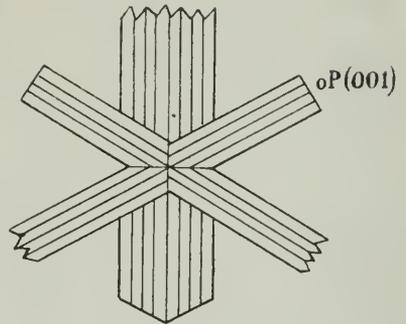
Zwilling nach $P \overline{\omega}$ (011).



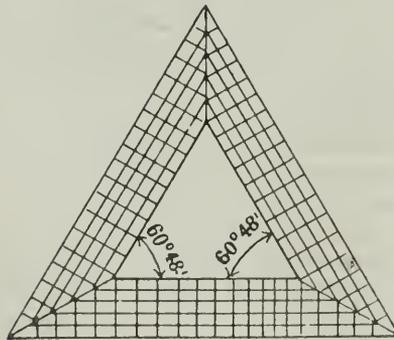
Serpentinierte Enden.



Zwilling nach $\frac{2}{3} P \overline{\omega}$ (023).



Sternförmiger Zwilling.



Trigonaler Drilling nach (011).

jene neuartige Hornblende, welche wir bereits im Weigelith von Ebersdorf kennen lernten und Achromait benannten.

An Menge gegenüber dem Enstatit zurücktretend, finden wir u. d. binok. M. zahlreiche Olivine in größeren Kristallen und gerundeten Körnern in dem Enstatit-Aktinolithgewebe verteilt; derselbe ist teils farblos bis gelblichgrün, durch Verwitterung zitronengelb, vollkommen spaltbar nach (010), weniger vollkommen nach (100), er zeigt als Folge seiner Zerklüftung häufig den schon wiederholt beobachteten Zerfall in ein kleinkörniges Aggregat, daß dann um so leichter im Serpentin aufgeht, wobei sich im Anfangsstadium zwischen den Olivinkörnchen der Serpentin auf Adern hineinzieht. Die zwischen die Enstatit- und Amphibolkristalle eingeklemmten größeren Olivine werden seitens der ersteren wiederholt durchschnitten, so daß davon schließlich nur Zwickel übrigbleiben, was zur Intersertalstruktur führt. —

Die Menge des Magnetis im Weigelith ist größeren Schwankungen unterworfen, in der feinstrahligen und feinkörnigen Varietät ist sie gering, demzufolge diese auch nur eine schwache Reaktion auf die Magnetnadel ausübt und bloß einfachen Magnetismus zeigt, dagegen läßt die grobkörnige Varietät polaren Magnetismus von großer Intensität deutlich erkennen, derselbe wirkt reaktorisch, an dem einen Ende negativ, an dem anderen positiv, weshalb man auf die Anwesenheit größerer Mengen von Magnetit schließen kann, und in der Tat ist die Menge des im Serpentin eingesprengten Magnetits sehr bedeutend, wie ich mich u. d. binok. M. überzeugte, er ist in groben Körnern und zahllosen größeren Kristallen der Formen $\infty O \infty$ (100) und O (111) überall gegenwärtig. Daß die Menge des Magnetits mit der fortschreitenden Serpentinisierung steigt, ist leicht begreiflich, weil das im Enstatit und den Amphibolen anwesende FeO gleichzeitig mit der Serpentinisierung zu Fe_3O_4 umkristallisiert.

Der Serpentin im Weigelith besitzt ganz dieselben morphologischen und physikalischen Eigenschaften, wie wir sie an den übrigen Vorkommen kennen lernten. Der Serpentin erfaßte sowohl den Olivin als auch den Enstatit; oft sind Kristalle des letzteren frisch erhalten, jedoch an dem einen Ende bereits zu Serpentin geworden; ebenso häufig ist vollständige paramorphe Umwandlung der Enstatitkristalle in schwarz- und ölgrünen Serpentin mit Erhaltung ihrer Textur. Der Serpentin durchzieht den Weigelith regellos in schwachen Adern; Regenerationen des dichten Serpentin in Form von Chrysotil und Asbest auf Klüftchen und Spältchen kommen nur spärlich vor. Daß sich der Enstatit in dem einen, und zwar vorwiegenden Falle zu Aktinolith umwandelt, dagegen in dem anderen untergeordneten zu Serpentin wird, läßt auf einen CaO haltigen Enstatit schließen.

Auf verwitterter Oberfläche des Weigeliths tritt die Mikrostruktur des Serpentin deutlicher hervor, es ist vorwiegend die bekannte Maschenstruktur des Olivinserpentin, dessen Netzschüre aus angereichten Magnetitkörnern und Kriställchen bestehen, während die Maschen selbst durch schneeweißen Leukophit ausgefüllt erscheinen. Das Endresultat dieser Verwitterungserscheinung ist ein schneeweißer Leukophit, dessen amorphe Sphäroide stets von einer Magnetitschale umhüllt werden.

Dünnschliffanalyse des Weigeliths von Weigelsdorf.

Die makroskopische Beobachtung, daß sich das Gestein noch in einem frischen Erhaltungszustand befindet, wird auch im Dünnschliff u. d. P. M. bestätigt, Serpentinisierung hat nur in sehr beschränktem Maße stattgefunden, daher der Serpentin in diesem Falle nur zu den Nebengemengteilen gezählt werden kann. An der Zusammensetzung dieses Gesteins beteiligen sich als Hauptgemengteile: Hornblende, Aktinolith, Enstatit und Olivin, welche alle im Schliffe farblos erscheinen und der Olivin größere Mengen von reihenförmig ausgedehnten Magnetit umschließt. Wir wollen uns nun die Hauptgemengteile näher ansehen:

Die im Handstück smaragdgrüne, im Schliff völlig farblose Hornblende ohne jeglichen Pleochroismus, ist teils als längere, teils kürzere Prismen ausgebildet, begrenzt von ∞P (110) und $\infty P \infty$ (100), terminal dachförmig oder aber ausgefasert; ausgezeichnete Spaltbarkeit parallel (110), häufige Querabsonderung senkrecht c ; in einzelnen größeren Individuen macht sich auch vollkommene Spaltbarkeit noch (001) mit groben Spaltrissen geltend; Zwillingbildungen noch (100) sehr verbreitet, wobei 2 und 3 Teilindividuen zu einem Sammelindividuum zusammentreten. Lichtbrechung mittelhoch, Doppelbrechung stark, und zwar nach Maßgabe der orangeroten und braungelben Interferenzfarben $\gamma - \alpha = 0.030$ auf (010) bis 0.016 auf (100), Achsenebene ist (010), die optische Orientierung ist $\angle c : c = 22^\circ$ im spitzen $\angle \beta$. Dieser Amphibol gehört somit zum Achromait, den wir bereits aus dem Weigelith von Ebersdorf her kennen; derselbe ist nach seiner automorphen Gestaltung und nach seinem sonstigen Verhalten sicher primärer Entstehung.

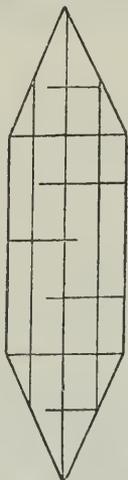
Der neben der farblosen Hornblende mit vorkommende gleichfalls farblose Aktinolith ist durch seine ungewöhnlich langen und schlanken sowie quer abgesonderten Prismen charakterisiert, terminal lanzettförmig zugespitzt, schilfig, stengelig aggregiert und vollkommen spaltbar noch ∞P (110) markiert durch überaus feine Spaltrisse, Zwillinge nach (100) häufig; seine Lichtbrechung ist mäßig $n = 1.62$, die Doppelbrechung stark, und zwar nach Maßgabe der grünen und blauen Interferenzfarben $\gamma - \alpha = 0.026$ auf (010) bis $\gamma - \beta = 0.020$ auf (100); Achsenebene ist (010) die optische Orientierung, d. h. die Auslöschungsschiefe in mehreren Schnitten gemessen, ergab als Mittelwert $\angle c : c = 14^\circ$ im spitzen Winkel β . — Der Aktinolith ist zweifellos sekundär aus dem Enstatit entstanden, und zwar erfolgte die Umwandlung allmählig von innen nach außen, so daß der Kern bereits Aktinolith, die Hülle noch aus Enstatit besteht; oder wir können die lamellare Durchdringung von Enstatit mit Aktinolith beobachten; oft ist der Kristall an einem Ende noch Enstatit, am anderen Ende bereits zu Aktinolith geworden. Was jedoch unser besonderes Interesse fesselt, ist die Tatsache, daß wir außerdem in den langgestreckten prismatischen Kristallen des Aktinoliths die Diagonalglamellen des Enstatits wiederfinden, welche den nachhaltigsten Widerstand der Amphibolitisation entgegenzusetzen. Daß es sich tatsächlich um Diagonalglamellen handelt, beweist die verschie-

dene Auslöschungsschiefe, welche im Aktinolith $c : c = 14^\circ$ im spitzen Winkel β , beim Diallag $\sphericalangle c : c = 43^\circ$ im stumpfen Winkel β beträgt. Die Auslöschung des monoklinen Pyroxens erfolgt für zwei alternierende Lamellen gleichzeitig, was durch ihre Zwillingsstellung bedingt ist. Bei der in Rede stehenden Umwandlung hat sich der Aktinolith die langprismatische Gestalt des Enstatits bewahrt; derselbe gehört wohl nach seiner Entstehung zu den pneumatolytischen Nach- und Umbildungen. —

Die in größerer Zahl im Gestein vertretenen Olivine (siehe Fig. 17) sind teils große unregelmäßige Individuen ohne kristallographische Begrenzung, teils weist ihre allgemeine Gestalt auf die

Fig. 17.

Großer Olivin nach (100) aus Weigelith.



Kombination $\infty P \infty (100) \cdot \infty P \infty (010)$ und $2 P \infty (021)$ hin, welche in der Regel infolge Maschenstruktur in eine große Menge frisch erhaltener kleiner Olivinkörner aufgelöst sind, zwischen welchen letzteren sich die Magnetitschnüre und querfaseriger Chrysotil hindurchziehen. Aus der Anordnung der Maschen erkennen wir, daß der Olivin vollkommene Spaltbarkeit nach (010) und eine weniger anhaltende nach (100) besitzt; außerdem bemerkt man zahlreiche grobe Quersprünge, welche Zerklüftung bei fortgesetzter Serpentinisierung sich immer dichter verästet. Der Olivin ist im Handstück gelbgrün, im Schliiff farblos, seine Lichtbrechung ist stark, daher deutliches Relief und runzelige Oberfläche sowie dunkle Ränder auch der frischen Olivinkörner, die Doppelbrechung ist stark $\gamma - \alpha = 0.036$, daher die Interferenzfarben dunkelviolettrot und lebhaft orange gelb bis orange II. Ordnung in Basisschnitten, dagegen auf (100) und (010) wesentlich niedrigere Exponenten mit gelben und grauen Interferenzfarben am Anfang I. Ordnung; Achsenebene ist (001), die Brachydiagonale α

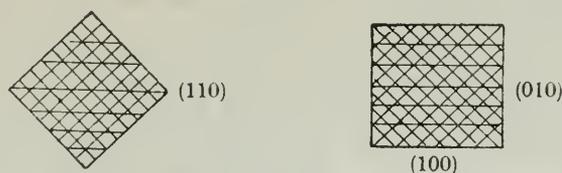
spitze Bisektrix und optische Achse c , es ist demnach die optische Orientierung $a = c$, $b = a$, $c = b$, daher der Olivin optisch positiv. — Außerdem ist an unserem Olivin magmatische Korrosion deutlich zu beobachten, die Kristalle erscheinen jedoch lediglich an der Peripherie mehr oder weniger wieder aufgelöst, also diese Erscheinung nicht jene Intensität erreicht, wie wir sie am Enstatit der anderen Vorkommen sehen.

Als Einschlüsse des frischen Olivins sind anzuführen: langleistenförmige Kristalle des Enstatit, und zwar teils homogen, teils mit Diallaglamellen verwachsen, gleichwie solche von dem oben beschriebenen Aktinolith, welche den Olivin spitzeckig durchscheiden.

Der im Schliff völlig farblose Enstatit zeigt speziell in diesem Gestein automorphe Gestaltung, wie seine mannigfaltigen makroskopisch beobachteten Formen lehren, welche auch zum Teil u. d. P. M. bestätigt werden; seine langgestreckten dünnen pinakoidalen Prismen sind im Dünnschliff dominierend, die meist an den Enden pyramidal begrenzt oder aber büschelig ausgefasert sind, außer

Fig. 18.

Basisschnitte des Enstatit.



dem herrschenden (100). (010) kommt hier auch ∞P (110) selbständig vor, was selten; mit ausgezeichneter prismatischer Spaltbarkeit und Teilbarkeit nach (100) (siehe obenstehende Skizze, Figur 18), welche zusammen die Feinfaserigkeit bedingen, häufig wiederholt ist Querabsonderung senkrecht c , markiert durch grobe Spaltrisse. Die Licht- und Doppelbrechung ist genau dieselbe, wie wir sie beim Enstatit der Marchite und Lherzolithe auf unserem Zuge festgestellt haben. Genau wie in den letzteren beobachteten wir auch im vorliegenden Gestein, daß neben dem homogenen Enstatit auch ebenso viele Schnitte durch die gesetzmäßige lamellare Verwachsung mit Diallag ausgezeichnet erscheinen, welche vielfach wiederholt parallel (100) in Zwillingstellung eingeschaltet sind, wobei diese Diallaglamellen in Schnitten nach (100) durch ihre stärkere Doppelbrechung und in solchen nach (010) durch die schiefe Auslöschung $\sphericalangle c : c = 43^\circ$ im stumpfen Winkel β leicht zu unterscheiden sind.

Der Titanit ist nur ein untergeordneter Gemengteil auf einzelne Kristalle und Körner beschränkt und gewöhnlich im Enstatit eingeschlossen, welche teils unregelmäßige, teils spitzrhombsche und rechteckige Querschnitte darbieten, mit zu den Umrißlinien nicht parallelen Spaltrissen, charakterisiert durch hohe Licht- und Doppelbrechung, welche zwischen \times Nicols die irisierenden matten Inter-

ferenzfarben hoher Ordnungen hervorbringt. Im Inneren dieser Titanite bemerken wir opake Körnchen und eine braune Bestäubung, welche wohl auf Ilmenit als Ursprungsmineral hinweist. Die sonst dem Enstatit eingeschalteten Ilmenitlamellen fehlen diesem Vorkommen gänzlich. Der Magnetit ist in denjenigen Olivinen, worin die Serpentinisierung im Anfangsstadium steht, sekundär in Form von Schnüren, Balken und zusammenhängenden Aggregaten in großer Menge ausgeschieden.

Die Struktur unseres Gesteines ist wesentlich eine ophitische. Der Achromait durchschneidet leistenförmig die Olivine und zum Teil auch die Enstatitaggregate; außerdem scharen sich die Achromaitte derartig zusammen, daß sie den Olivin rings einschließen oder der Olivin nur auf die dreieckigen Zwickel zwischen den Amphibolen beschränkt bleibt, demzufolge die Struktur der ophitischen bei Trapp, Diabas und Melaphyr vollständig gleichwertig ist, mit der Ausscheidungsfolge Achromait, Enstatit, zuletzt Olivin. Diese Struktur läßt keinen Zweifel darüber aufkommen, daß unsere Weigelithe eruptiver Natur sind. —

Umwandlungerscheinungen am Weigelith.

Diese erscheinen von den bisher betrachteten Gesteinen auf unserem Zuge wesentlich verschieden und bewegen sich nach zwei Richtungen, und zwar hauptsächlich zur Strahlsteinbildung, untergeordnet auch nach dem Serpentin.

Eine nicht häufig auftretende, jedoch nur u. d. P. M. konstatierte Umwandlung des Olivins und des Enstatits vollzieht sich in der Weise, daß es zur Ausscheidung rhomboedrischer Karbonate kommt, und zwar in meist größeren und unregelmäßigen Körnern und verzahnten Aggregaten, die wohl dem Magnesit angehören. Derselbe ist im Schliß völlig farblos, die Lichtbrechung ist für den Strahl $\omega = 1.7$, für den Strahl $\varepsilon = 1.5$, die Doppelbrechung ist sehr hoch $\gamma - \alpha = 0.20$, demzufolge die in diesem Falle lebhaft grünen und purpurnen Interferenzfarben hoher Ordnung; vollkommen spaltbar nach R ($10\bar{1}1$) mit gedrängten und anhaltenden Spaltrissen, jedoch keine Zwillingbildung, ferner liegt die Auslöschung parallel zu den Spaltrissen. Zahlreiche Einschlüsse im Magnesit, sowohl des Olivins, als auch homogenen Enstatit, sowie lamellaren Enstatit-Diallachs belehren uns über den Verlauf der Umwandlungsvorgänge, denen wir die Anwesenheit des Magnesits unter den Uebergemengteilen zu danken haben.

Dagegen beginnt die normale Umwandlung der großen Olivine mit der sekundären Abscheidung des Magnetits, der auf Spaltrissen und Klüften des Olivins die bekannten Netzschnüre und Balken im Serpentin liefert oder sich zu großen Körnerhaufen sammelt. Die Serpentinisierung ist in diesem Gestein auch mikroskopisch nur auf wenige unregelmäßige Streifen beschränkt und ergreift nach den großen Olivinen zum Teil auch die Enstatite. Der Serpentin ist im reflektierten Licht olivgrün, im transmittierten farblos und dessen Anfangsstadium dadurch charakterisiert, daß derselbe zunächst den

groben Spaltrissen und der regellosen Zerklüftung im Olivin folgt; er ist ein querfaseriger Mikrometaxit, der zahllose vielverzweigte Aeste darin bildet, fast immer mit einer Magnetitschnur im Kern, was zur typischen Maschenstruktur führt. Durch solchen Prozeß werden die großen Olivine in ein Aggregat sehr vieler noch frischer Körner zerteilt, welche aber nach ihrer gleichen Orientierung als zusammengehörig leicht erkannt werden. Selten kommt es zu ausgebreiteten Serpentinpartien, die sich zu Streifen und Striemen ordnen, solche mehr oder weniger dicht gestriekt erscheinen, worin mitunter noch Reste frischer Olivinkörner und Enstatitstengel, beziehungsweise Prismen, nebst solchen von lamellarem Enstatit-Diallag als Einschlüsse in dem Maschengewebe von Serpentin umherliegen und eine beredete Sprache für die stattgehabten sekundären Umkristallisationen führen.

Ein kleiner Teil der sonst unversehrten Hornblende- und Aktinolithaggregate läßt lokal eine auffällige Trübung wahrnehmen, welche sich als Folge ihrer Umwandlung in stark doppelbrechenden Talk darstellt. —

Verf. hat an Ort und Stelle große Weigelithblöcke gefunden, die wohl äußerlich mit einer dicken Serpentinrinde überzogen waren, deren Hauptmasse im Innern jedoch völlig in ein filzigfaseriges Gewebe von grau- und lauchgrünem Strahlstein nebst sekundär ausgeschiedenem Kalzit umgewandelt erschien und das einen nephritischen Charakter besaß, womit auch die überaus große Zähigkeit und Verbandsfestigkeit solchen Strahlsteinfelses im Zusammenhange steht. —

Nach vollendeter Metamorphose zeigen viele Handstufen ein parallelfaserig gewundenes und welliges Gewebe, bestehend aus abwechselnden Faserbüscheln von grasgrünem Aktinolith (Strahlstein) und seidenglänzendem feinhaarigem Amphibolasbest, worin sich noch da und dort spärliche Ueberreste des Ursprungsgesteins blicken lassen; oder diese Neugebilde erscheinen als ein verworrenstengliges und divergentstrahliges Gewebe von grau- und lauchgrünem Aktinolith mit farblosem Tremolit, beide Mineralien sind an dem charakteristischen Amphibolprisma von $124\frac{1}{2}^{\circ}$ leicht erkennbar, auch darin sind spärlich Serpentin und Ueberreste des Ursprungsgesteins enthalten; mitunter scheinen die divergenten, von einem Zentrum radial ausstrahlenden Aktinolithaggregate aus prismatischen Stengeln zusammengefügt, welche 25—30 mm groß gewachsen sind. Solche schöne Strahlsteine verdienen in jeder Sammlung einen Platz; niemand wird jedoch eine Ahnung davon haben — daß sie aus dem natürlichen Zusammenvorkommen herausgerissen — von dem Weigelith, beziehungsweise Enstatit abstammen, denn nichts erinnert mehr an den ursprünglichen Mineralbestand.

Im hohen Grade charakteristisch sind diese Erscheinungen an solchen Stufen, welche aus olivinreichem Weigelith hervorgegangen sind und sich demzufolge als ein eigenartiges Gemenge von divergentstrahligem Aktinolith nebst krummfaserigem Amphibolasbest (beide nach Enstatit) und schwarzgrünem Serpentin (nach Olivin) darstellen. Der letztere verwittert oberflächlich zu Leuko-

phit, dadurch die typische Maschenstruktur des Olivinserpentins mit ihren Magnetitschnüren schon makroskopisch zum Ausdruck kommt. Auch der Strahlstein, beziehungsweise dessen Asbest umschließt größere Ilmenit- beziehungsweise Magnetitkörner, welche gern limonitisieren. —

In dieser Reihe sekundärer, neugebildeter Mineralien und Gesteine fehlt auch der Chloritschiefer nicht, welcher durch seine Weichheit auffällt; er ist zusammengesetzt aus einem kleinschuppigen Aggregat von Chlorit und Talk, darin häufig spärliche Reste von dichtem, muschligbrechendem Serpentin, eingesprengt mit Magnetit nebst seltenem Rutil, in der schuppigen Chlorittalkmasse regellos verteilt sind; sie belehren uns über die Abstammung dieses Chloritschiefers vom Serpentinfels.

Diese mannigfaltigen Umwandlungsprodukte des Weigeliths erinnern in vielfacher Beziehung an die Topfsteinstöcke, beziehungsweise deren peripherische Schalen in der Umgebung von Zöptau, welche ebenfalls von ultrabasischen Pyroxeniten, beziehungsweise Amphibololiten abstammen¹⁾. Sowie dort, müssen wir auch hier am Weigelsberge diese durchgreifende Gesteinsmetamorphose auf post-eruptive Prozesse zurückführen, und zwar zunächst auf pneumatolytische Einwirkungen, welche ihre Tätigkeit noch lange Zeit nach der Eruption fortgesetzt haben; schließlich waren es Thermalquellen und deren Dämpfe, welche das Werk der Hydratation und Oxydation des Weigeliths vollendeten. —

Eine vollständige chemische Analyse von dem Weigelith (Amphibol-Enstatit-Peridotit) liegt leider nicht vor, man beschränkte sich lediglich darauf, in den Stufen jener grobkörnigen Varietät des Weigeliths, welche außerordentlich stark auf die Magnetnadel retraktorisch einwirken, die Menge des Eisens zu bestimmen und fand darin:

	Gewichtsprocente
Eisenoxyd	6·76
Eisenoxydul	2·64
Zusammen	9·40

was einem Gehalt an Magnetit von 8·52% entspricht, während der Rest von $Fe_2O_3 = 0·88\%$ an Ilmenit gebunden ist. —

Am Westabhang des Weigelsberges tritt in dem bisher betrachteten normalen Weigelith noch ein monokliner, diallagähnlicher Pyroxen hinzu, welcher stellenweise derartig zunimmt, daß ihm die Rolle eines wesentlichen Gemengtheils zufällt. Das Gestein enthält hauptsächlich Hornblende und Aktinolith, nebst spärlichem unversehrt gebliebenem Enstatit und Olivin, welches letzterer von den beiden ersteren nach allen möglichen Richtungen quer durchsetzt wird, während der Olivin mit dem Diallag innig verwachsen erscheint. Es ist nicht ausgeschlossen, daß der Diallag sich auf Kosten des Olivins

¹⁾ Fr. Kretschmer: Das metamorphe Diorit- und Gabbromassiv in der Umgebung von Zöptau. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1911, 61. Bd., pag. 115—136.

gebildet hat, denn wo der letztere abnimmt, wird er durch Diallag ersetzt, welcher sich daselbst in Zunahme befindet. — Der letztere ist mit graugrüner Farbe, durchsichtig, hat ein kleinblättriges Gefüge parallel der Fläche vollkommener Teilbarkeit (100) mit starkem Perlmutterglanz, was auf den Bruchflächen des Gesteins einen halbmatalischen Schiller bedingt. —

In diesem Gestein hat die Serpentinisierung im höheren Grade um sich gegriffen, womit die größere Menge des sekundären, nestförmig ausgeschiedenen Chromits im Zusammenhange steht, der wohl aus dem Chrom- und Eisengehalt des Olivins herstammt. Das Gestein wäre also nach diesem allerdings nur makroskopischen Untersuchungs-Ergebnis als ein halbserpentinisierter diallagführender Weigelith zu bezeichnen. —

Nach dem auf den dortigen Steinhalden umherliegenden Material zu schließen, wird der Weigelith von Weigelsdorf gleich wie der Lherzolith am Zdiarberg von Pegmatit- und Plagiaplitgängen durchtrümmert; dieselben führen neben farblosem bis grünlichweißem Muskovit in Nestern akzessorisch gelbgrünen Malakolith in Körnern, nebst olivgrünem Biotit und spärlichem Ilmenit in wunderlichen schlakigen Gestalten.

Der Marchitserpentin vom „Steinbüschel“ bei Kratzdorf. (Enstatit—Diopsid—Serpentinfels.)

Dieses durch seine schönen und großen Enstatite bemerkenswerte Vorkommen liegt im sogenannten „Steinbüschel“ bei Ober-Kratzdorf. Man gelangt auf dem kürzesten Wege dahin, wenn man bei der sogenannten Krockereibrücke unterhalb Mähr.-Altstadt die Graupatalstraße auf dem Feldwege gegen Ober-Kratzdorf verläßt, in ungefähr 1 km Entfernung. Hier liegt der Serpentin in großen Felsblöcken auf den Feldrainen, Feldwegen und „Steinrücken“ umher, während am Steinbüschel selbst der Serpentin einer richtungslos und stark zerklüfteten Felsmasse zutage ansteht, auf welcher mehrere kleine Steinbrüche seinerzeit in Arbeit genommen wurden, seither aber wieder still stehen. Nach diesen Aufschlüssen ergibt sich, daß der Serpentinfels eine parallel zum allgemeinen Streichen ungefähr 1 h gestreckte stockförmige Masse bildet, deren Länge nach dieser Richtung ungefähr 300 m, die Breite senkrecht dazu zirka 150 m beträgt. Der gedachte Serpentinstock wird im Liegenden und Hangenden von dem daselbst herrschenden Gneisglimmerschiefer rings umschlossen, dessen Streichen im Liegenden mit 1 h, das Einfallen 19 h unter $\sphericalangle 80^\circ$ observiert wurde. Im nahen Hangenden ziehen die Amphibolite unserer gangförmigen Dioritgabbrozone vorbei, während die Gneisglimmerschiefer seiner Schieferhülle zuzuzählen sind. Diese Lagerungsverhältnisse lassen den diatrematischen Charakter auch dieses Serpentinstockes erkennen. Es ist dies eine Durchschlagsröhre im Gneisglimmerschiefer, welche vom Liegenden des großen Dioritgabbroganges ausgeht und als ein

ultrabasischer Nachschub des dioritisch-gabbroiden Stammmagmas aufzufassen ist. —

Der dichte schwärzlichgrüne Serpentinfels von mattem Wachsglanz und von unebenem bis spliterigem Bruch umschließt häufig zahlreiche, lokal gut ausgebildete Reste von Enstatit, davon ein Teil zu Bastit umgewandelt erscheint, dagegen sich der Diopsid nur als ein mikroskopischer Gemengteil darstellt. —

Der Enstatit häuft sich oft derartig an, daß der Serpentin nur noch eine Art Zwischenklemmungsmasse zwischen dem Enstatit ausmacht. Die stark perlmutterglänzenden Enstatitkristalle sind langsäulenförmig, teils einfache Kristalle, mitunter knieförmige, meist kreuzförmige Zwillinge, als Seltenheit kommen auch sternförmige Zwillingengebilde vor. Die Kristalle werden auch hier von $\infty P \infty$ (100) $\cdot \infty P \infty$ (010), teils ohne deutliche terminale Flächen, teils mit deutlichen pyramidalen Endflächen begrenzt, ausgezeichnete Spaltbarkeit nach (110) und nach (100), welche Hauptablösungsfläche durch metallartigen Perlmutterglanz auffällt. Die knie- und kreuzförmigen Zwillinge folgen mehreren Gesetzen, und zwar nach $P \infty$ (011), ferner $\frac{2}{3} P \infty$ (023) und $2 P \infty$ (021), wobei sich die Hauptachsen der Individuen unter $\sphericalangle 60^\circ 48'$, beziehungsweise $42^\circ 44'$ und endlich $82^\circ 30'$ schneiden. Die Kristalle haben gewöhnlich eine Länge von 25—30 und 35 mm, dagegen die Dicke nur 4—8 mm mißt. Die Längsschnitte sind parallel c gestreift und faserig, was auf zahllose in der Längsrichtung verwachsene Stengel zurückzuführen ist, als Folge der Spaltbarkeit parallel (110). Die Kristalle sind häufig gebogen, zuweilen auch nach dem flachen Doma zerbrochen und danach verschoben; ihre Farbe ist im reflekt. Licht grünlichweiß, auch gelblichgrün, im transmitt. weingelb und farblos durchsichtig bis halbdurchsichtig. (Siehe umstehende Abbildung 19.)

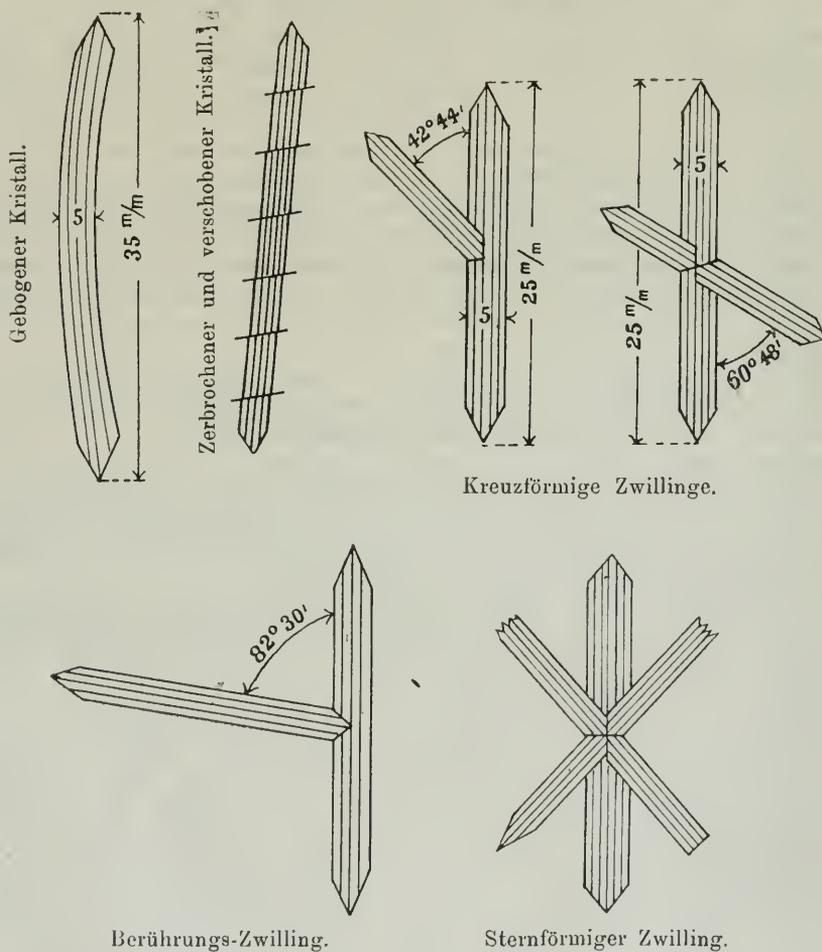
Umwandlung des Enstatits in Bastit ist eine lokal häufig wiederkehrende Erscheinung, dabei sich auf der Hauptablösungsfläche nach (100) zunächst ein verminderter Schiller und Perlmutterglanz zeigt, welcher durch Glasglanz ersetzt wird, die grünlichgraue Farbe des Enstatits geht in Elfenbeingelb über, wird schließlich blutrot von dem zu Hämatit oxydierten Eisengehalt herrührend; mitunter ist der Bastit innen noch graugrün, außen mit einem blutroten Rand umsäumt; dabei bleibt die Spaltbarkeit nach (100) noch erhalten, dagegen diejenige nach (110) vermißt wird; außerdem ist eine Querabsonderung nach (001) deutlich und steht mit der Zwillingbildung nach $\frac{1}{4} P \infty$ (104) im Zusammenhange. — Auf den letztgenannten Spaltrissen findet in der Regel die Einwanderung des Serpentin in Form von Lamellen statt. — Die Bastite haben unter Verwitterung und Korrosion stark gelitten, so daß die kanalförmigen und sonstigen Hohlräume zwischen den Stengeln und Blättern mit massenhaftem Hämatit und Limonit erfüllt sind und worin man noch Reste von frischem Magnetit erblickt. Diese Verwitterungsprodukte lassen auf einen eisenreichen, dem Bronzit nahestehenden Enstatit schließen, im Gegensatz dazu sind die eisenarmen Varietäten noch frisch erhalten. Hier und dort kann man beobachten, daß der Bastit mit dem Enstatit verwachsen und durch Uebergänge verknüpft ist. — Die Bastitbildung ist lediglich

und insbesondere auf der Oberfläche des Kratzdorfer Marchits verbreitet, sie hört tiefer nach dem Gesteinsinnern allmählich auf. —

Gewisse Varietäten des Kratzdorfer Marchitserpentins enthalten neben spärlichem Chromit eine Unmenge von Körnern und Kristallen

Fig. 19.

Enstatite aus dem Kratzdorfer Marchitserpentin.



des Magnetits, womit sie mehr oder weniger gespickt sind, demzufolge das Gestein nicht nur einfachen Magnetismus zeigt, sondern im hohen Grade polarmagnetische Eigenschaften besitzt.

Mitunter beobachtet man direkte Umwandlung des Enstatits in Talk, welche von der Hauptablösungsfläche (100) aus erfolgt, wo sich seine stark perlmutterglänzenden Schuppen ausbreiten und allmählich die Enstatitkristalle und deren Aggregate ergreifen.

Auch der Kratzdorfer Marchitserpentin bedeckt sich durch Einwirkung der Atmosphärien mit einer weißgrauen, 3 bis 10 mm dicken Verwitterungsrinde, die vorwiegend aus einem schneeweißen Mineral besteht, das dem Leukophit nahestehen dürfte, untergeordnet hellgelblichen blättrigen Talk führt, nebst einer großen Menge darin ausgeschiedenen Magnetits.

Dünnschliffe des Kratzdorfer Marchitserpentins.

Entgegen dem makroskopischen Befunde sehen wir in den Schliffen des Gesteins vom „Steinbüschel“, daß es in einer weiter fortgeschrittenen Umwandlung zu Serpentin als zu erwarten war, weil die Schliffe zu wenig frisch erhaltene Gesteinspartien getroffen hatten. Trotzdem ist auch in diesen unvorteilhaften Schliffen die Menge der langprismatischen Enstatitkristalle und seiner Körner nicht unbeträchtlich und ist es gelungen, die oben im makroskopischen Teile beobachteten knie- und kreuzförmigen sowie sternförmigen Zwillingsbildungen des Enstatits auch im Dünnschliff mit Hilfe ihrer Auslöschung zu entziffern. Ein auffällig großer Teil des Enstatits ist parallel (110) mit zahlreichen Lamellen von Ilmenit durchwachsen, welche bald ziemlich dick sind, bald zu großer Feinheit herabsinken. In den Schnitten des Enstatits nach (010) ist wahrzunehmen, daß derselbe auch hier von zahlreichen dünnen und genau parallelen Lamellen des Diallags verwachsen ist, an welchem die Auslöschungsschiefe gegen die Lamellentrasse $c:c \angle = 41^\circ$ im stumpfen Winkel β gemessen wurde. Weit zahlreicher sind jedoch jene Schnitte des Enstatits nach (100), die alsdann mit Diallaglamellen in großer Menge polysynthetisch verwachsen sind und darin beide Mineralien gleichzeitig und gerade anlöschen. In diesem Falle sehen wir, daß die Lamellen sehr ungleich breit und absätzig verlaufen, bald mehrfach verbogen und nach Art der perthitischen Verwachsung des Orthoklases spindelförmig und geflammt erscheinen. Die Diallaglamellen unterscheiden sich jedoch durch deren höhere Doppelbrechung, deshalb ihre lebhaft grünen und violetten Interferenzfarben in auffälliger Weise erglänzen. Mikroklinähnliche Gitterwerke fehlen auch diesem Vorkommen nicht, die dadurch entstehen, daß sich Diallaglamellen parallel zur Basis (001) des Enstatit einlagern und an der viel stärkeren Doppelbrechung leicht zu unterscheiden sind, denn die Diallaglamellen liegen mit ihrem (010) in der Ebene von (100) des Enstatits. Solche lamellare Strukturen des Enstatits erinnern lebhaft an ähnliche Strukturen der Feldspatgruppe.

Als zweites Hauptgemengteil ist auch im vorliegenden Gestein der Andiopsid zu betrachten, derselbe ist entweder selbständig ausgeschieden oder er erscheint mit dem Enstatit zu richtungslos körnigen Gesteinspartien verbunden, gegen welche der Serpentin zungen- und buchtenförmig vordringt. Unser Diopsid läßt auch in diesem Gestein prismatische Spaltbarkeit, beziehungsweise Feinfaserigkeit parallel c sowie da und dort Blättrigkeit erkennen, seine Farbe im Schliff ist grünlich, der schwache Pleochroismus eben noch wahrnehmbar, $a = c$ grünlich, b gelblich bis farblos; Lichtbrechung höher

als im Enstatit; Doppelbrechung auf (010) $\gamma - \alpha = 0.030$, daher die reingelben Interferenzfarben; die Auslöschungsschiefe auf Schnitten nach (010) $\angle c : c = 38^\circ$ im stumpfen Winkel β . Der Diopsid ist nur xenomorph, Zwillingbildungen nach (100) keineswegs selten.

Wodurch unser Andiopsid auch im vorliegenden Falle unser Interesse fesselt, ist seine polysynthetische Verwachsung mit Diallaglamellen, die parallel (110) eingeschaltet sind und mit dem Diopsid auf (010) parallel unter $\angle 38^\circ$ auslöschen, ihre Doppelbrechung ist auf (010) $\gamma - \alpha = 0.024$ bis 0.020 herab, daher die leuchtenden grünen und violetten Interferenzfarben. — Außer den Diallaglamellen wurden darin auch Lamellen des Enstatits erkannt, wobei (010) der Diopsid parallel (100) des Enstatits liegt, welcher letzterer sich durch seine niedrigere Doppelbrechung mit matten graublauen Interferenzfarben, von dem höher doppelbrechenden Diopsid mit intensiv leuchtenden Interferenzfarben scharf abhebt und außerdem auf (010) durch die gerade Auslöschung des ersteren und die schiefe des letzteren gut zu unterscheiden ist. — Endlich ist dieser ausgezeichnet lamellare Andiopsid überdies fast stets polysynthetisch mit dicken oder dünneren Lamellen des Ilmenit verwachsen, welche gleich den Enstatitlamellen ebenfalls parallel (100) eingeschaltet sind. Gedachte überaus charakteristische Lamellenstruktur des Andiopsid zeigt mithin auffällige Analogien zwischen der Pyroxen- und Feldspatgruppe, was insbesondere von der Perthitstruktur gilt.

Erscheinungen magmatischer Resorption sind insbesondere an dem frühzeitig ausgeschiedenen Enstatit zu beobachten und sehr verbreitet; seine Individuen sind oft stark abgenagt und verstümmelt, gegen welche überall das Wachstum des Diopsids fortschreitet und damit im Zusammenhange steht die innige Verwachsung dieser beiden ursprünglichen Komponenten.

Von ganz besonderem Interesse sind nun jene Schnitte des Enstatits nach (100), auf welchem sich die bekannten mikrolithischen Interpositionen ausbreiten, von deren Auftreten die nebenstehende Abbildung 20 ein naturgetreues Bild liefert. Dieselben erzeugen den metallartigen Perlmutterglanz auf der Fläche vollkommener Teilbarkeit (100) und besitzen die ebenfalls in nebenstehender Abbildung 20 verzeichneten Querschnitte. Die überaus winzigen, stark glänzenden unter \times Nicols gelbbraunen bis haarbraunen Kriställchen werden erst bei stärkster Vergrößerung erkennbar und sind dann vollständig farblos, die Licht- und Doppelbrechung erreicht den höchsten Wert, welcher bei gesteinsbildenden Mineralien vorkommt, daher das hohe Relief, die runzelige Oberfläche und die starke Totalreflexion; ihre Formen sind teils spitzrhombsch, teils leistenförmig mit beiderseitiger Zuschärfung, wie wir sie am Titanit kennen, teils quadratische und zugerundete. An derlei vereinzelt Schnitten wurde Zonarstruktur in sehr hohen Interferenzfarben beobachtet. Gedachte Mikrolithe sind, wie die Abbildung 20 darstellt, in Form von Maschen auf (100) verteilt, welche letztere zentral, zerhackte und skelettartige Ilmenitreste beherbergen und über die stattgefundenen Umwandlungsvorgänge keinen Zweifel übrig lassen, dem zufolge die gedachten Mikrolithe aus sekundärem Titanit bestehen, der sich aus den Lamellen des

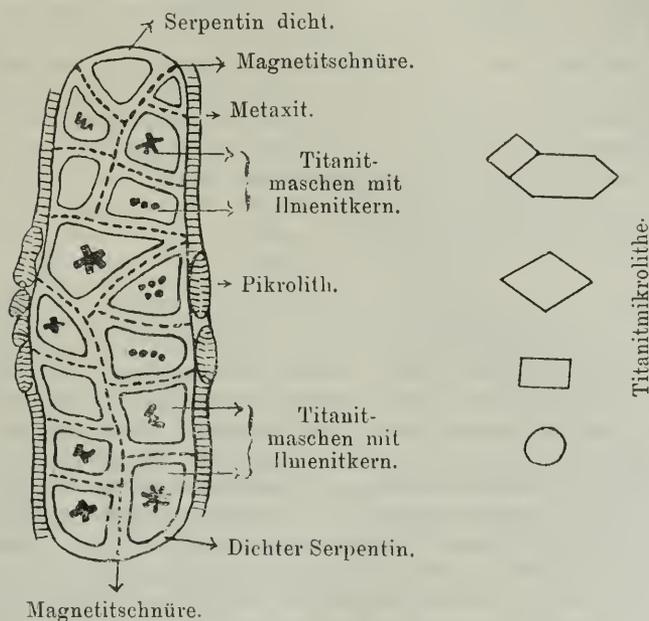
dem Enstatit eingeschalteten Ilmenits gebildet hat; ein in der Gesteinswelt sehr häufig wiederkehrender Umwandlungsprozeß. —

Auf einem dergleichen Schnitte des Diopsids nach (100) verbreiten sich folgende mannigfaltige Umwandlungsprodukte des Ilmenits, zu deren Aufhellung stärkste Systeme nötig sind, und zwar:

Fig. 20.

Titanitlamelle im Enstatit.

Schnitt nach (100).



farbloser Titanit mit seinen quadratischen, spitzrhombischen und leistenförmigen, beiderseits zugespitzten Durchschnitten, ferner honiggelber bis fuchsroter Rutil, teils langleistenförmig, teils regellose Lappen und Körnerhaufen und endlich Anatas in kleinsten tiefdunkelblauen, schwach pleochroitischen Pyramiden, es sind dies durchwegs Titanmineralien von stärkster Licht- und Doppelbrechung, mit hohem Relief, runzlicher Oberfläche und starker randlicher Totalreflexion, welche den starken metallartigen Perlmutterglanz auf (100) bedingen. Im Zentrum dieser Umwandlungsprodukte finden wir auch hier zahlreiche Reste des ursprünglichen Ilmenits in rektangulären Formen und staubartigen Körnern verteilt.

Auch der Serpentin des in Rede stehenden Gesteins zeigt das Bild ausgezeichnete Aggregatpolarisation in einheitlichen graublauen Interferenzfarben, die Lichtbrechung ist die des Kanadabalsams

$n = 1.54$, die Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.005$. Betreffend seine Mikrostruktur ist zu bemerken, daß diese entsprechend dem Enstatitserpentin vorherrschend klein- und engmaschig gestrickt erscheint, die Stränge und Balken bestehen aus isotropem Serpentin, diese bilden mit und ohne Magnetit das Netz, dagegen werden die Maschen meist durch parallelfaserigen Metaxit ausgefüllt, zurücktretend ist die Menge jener gewöhnlich runden Maschen, welche radialfaserigen, konzentrisch schaligen, auch wirrfaserigen Pikrolith enthalten, beide letztere stellen jene Ellipsoide und Sphäroide des Leukophits dar, welche infolge Verwitterung deutlicher hervortreten und makroskopisch sichtbar werden.

Im Metaxit ist die Faserachse Richtung der kleinsten Elastizität, daher die Auslöschung parallel und senkrecht zu den Fasern erfolgt. In fast sämtlichen Schnitten des Enstatits und Diopsids kann man das buchten- und zungenförmige Vordringen des Serpentin von den Rändern aus, als auch auf Spaltrissen der Mutterminerale verfolgen, so wie man häufig inmitten der letzteren Schnitte Pikrolith- und Metaxitmaschen bemerkt. — Regenerationen des Serpentin zu Chrysotil scheinen diesem Vorkommen zu fehlen, so wie auch Talkbildung nur im beschränkten Maße nachweisbar ist. Olivin und Feldspäte konnten nicht nachgewiesen werden. —

Weigelith als Schlieren am Südwestende des Marchitserpentinstockes bei Kratzdorf.

Am südwestlichen Ende unseres Serpentinstockes am „Steinbüschel“ stieß Verf. auf große Blöcke eines frischen, schwarzgrauen, wenig serpentinisierten Gesteins, worin der Enstatit meist in blätterigen Aggregaten ausgebildet erscheint, welche zufolge ihres metallartigen Perlmutterglanzes auf der Blattfläche = (100) in der übrigen Gesteinsmasse scharf aufblitzen und in letzterer gleichwie porphyrisch ausgeschieden sind. Daneben kann makroskopisch kein anderer Hauptgemengteil festgestellt werden, außer dem sekundär neugebildeten Serpentin, welcher das andere überwuchert. — Der herrschende Enstatit ist in diesem Falle von grau-grüner Farbe, und nach (100) ausgezeichnet parallelblättriger Struktur, seine Individuen liegen teils parallel, teils kreuz und quer unter sich und mit den anderen unbestimmbaren Komponenten verwachsen; unmerklich verlieren sich die gedachten Komponenten im Serpentin dergestalt, daß das eine Ende der Blätteraggregate noch als Enstatit erhalten ist, das andere Ende bereits im Serpentin untertaucht. Chromitaggregate sind relativ selten in diesem frischen Gestein.

Nach dem Dünnschliffbilde u. d. P. M. erkennen wir alsbald, daß es sich um einen vielseitigen und mineralreichen Peridotit handelt, der uns in instruktiver Weise die mannigfaltige Spaltungsfähigkeit des ultrabasischen Magmas vor Augen führt. Es liegt ein hypidiomorphkörniges Gemenge folgender primärer Hauptgemengteile vor, und zwar Olivin, Enstatit und Hornblende (Achromait), wozu sich als akzessorische Gemengteile gesellen: Pleo-

nast, Chromit, Ilmenit und Magnetit, sekundär neugebildete Aktinolithaggregat und einzelne Kalzite. Obwohl das Gestein makroskopisch frisch erscheint, ist dessenungeachtet ein Teil des Olivins bereits der Serpentinisierung zum Opfer gefallen, so daß Serpentin immerhin einen solchen Anteil an der Gesteinszusammensetzung hat, der ihn jedem anderen Hauptgemengteil gleichstellt. Wir wollen nun die Reihe der Komponenten näher beleuchten:

Der Olivin ist zumeist in Form gerundeter, nach der Quersfläche längsgestreckter Körner, beziehungsweise tafelig Individuen ausgebildet, die Querschnitte besitzen zwei aufeinander senkrechte Spaltrichtungen, und zwar parallel (010) und (001) markiert durch grobe Spaltrisse, dazu kommen in manchen Schnitten zahllose Sprünge. Deshalb sind die meisten Olivinindividuen in einen Grus zahlloser kleinster Körner aufgelöst, die stets eine durch ganze Individuen gleiche optische Orientierung haben. Spaltrisse und Sprünge bilden endlich ein vielverzweigtes Geäder, worin da und dort gelbbrauner Titanolivin einwandert oder sich Magnetitschnüre mit quersfaserigem Chrysotil verbreiten. Im Schliff ist der Olivin völlig farblos oder aber durch Erze, insbesondere Chromit schwarz bestäubt; Lichtbrechung zufolge des hohen Reliefs und der runzeligen Oberfläche bedeutend $n = 1.68$, Doppelbrechung auf Basisschnitten $\gamma - \alpha = 0.036$ nach den dunkelrotvioletten Interferenzfarben an der unteren Grenze der II. Ordnung zu schließen.

Der Enstatit besteht teils aus einzelnen besonders großen unregelmäßigen Körnern, teils aus kleinkristallinen Aggregaten, ausgestattet mit vollkommener Teilbarkeit (Blätterigkeit) nach (100) und gleichvollkommener Spaltbarkeit nach (110), wie wir uns an zahlreichen Basisschnitten überzeugen können; zuweilen entwickelt sich speziell in den kleinen Kristallen Faserung; auch zeigt der Enstatit zumeist die wiederholt erwähnte charakteristische Krümmung und Torsion seiner Individuen, verknüpft mit starker undulöser Auslöschung. Im Schliff völlig farblos, Lichtbrechung schätzweise $n = 1.67$; Doppelbrechung auf (010) $\gamma - \alpha = 0.010$, daher die gelblichweißen bis strohgelben Interferenzfarben. -

Verwachsungen des Enstatits: Während einzelne Schnitte fast gar keine lamellare Verwachsung mit Ilmenit darbieten, enthalten andere zahlreiche Ilmenitlamellen, welche stets parallel den Spaltrissen nach (100) liegen. Dagegen sind die meisten großen Enstatitschnitte mit Lamellen des Diallags erfüllt, manche sind damit geradezu gespickt; ihre Breite und Anzahl nimmt derartig zu daß schließlich der Diallag vorherrscht. Die Diallaglamellen sind parallel den Spaltrissen nach (110) eingeschaltet, dergestalt daß auf Schnitten nach (100) des Enstatit, beide Mineralien gerade auslöschen, jedoch durch das Maß der Doppelbrechung unterschieden sind, dagegen auf (010) löschen die Lamellen des Diallags schief aus, und zwar wurde der $\angle c : c = 41 - 43^\circ$ im stumpfen Winkel β gemessen. Die Auslöschung erfolgt zumeist symmetrisch nach den beiden Seiten von (010) aus, so daß die Lamellen in Zwillingstellung sich befinden. Zahlreiche Schnitte des Enstatits enthalten noch ein zweites Lamellensystem von Diallag, quer zur Prismenachse einge-

schaltet, und zwar derartig, daß plagioklasähnliche Gitterwerke (gleichwie nach Albit und Periklingesetz) entstehen; dabei fällt (010) des Enstatits mit (010) des Diallags zusammen und alsdann in derlei Schnitten die Diallaglamellen schief auslöschen. An dergleichen letztgeschilderten Schnitten der großen Enstatite ist außerdem eine breite Zwillingslamellierung nach dem altbekannten Gesetz $\frac{1}{4}P \infty (104)$, welche sich jedoch als eine Druckerscheinung zu erkennen gibt. —

Die als Hauptgemengteil im Gesteinsgewebe vertretene Hornblende (der Var. Achromait) ist meist automorph, und zwar in bald kleinen, bald bis 10 mal und darüber größeren Kristallen ausgebildet, so wie auch kleine unregelmäßige Körner nicht fehlen. Die Kristalle sind vorwiegend von dem einfachen $\infty P (110)$ begrenzt, an den beiden Enden von (001) abgestumpft oder dachförmig zugespitzt, bisweilen langspitzig ausgezogen; ausgezeichnete Spaltbarkeit nach (110) ist durch unter dem Winkel $124\frac{1}{2}^\circ$ sich kreuzenden Spaltrissen in Basischnitten, und parallel geradlinig anhaltend in Längsschnitten sichtbar, nebst groben oft wiederholten Quersprüngen senkrecht zur Prismenachse, insbesondere sind die schlanken aktinolithischen Prismen häufig quer zerbrochen. Zwillingsbildung nach (100) ist häufig, Schnitte nach (100) und solche $\perp c$ lassen oft 2 Hälften verschiedener Auslöschung erkennen, die entweder geradlinig begrenzt oder unregelmäßig durcheinandergewachsen sind, mitunter sind auch mehrere Individuen in derselben Weise lamellar verzwilligt. — Im Dünnschliff blaßgrünlich und farblos ohne Pleochroismus. Lichtbrechung nahezu gleich derjenigen des Enstatits also $n = 1.64$, die Doppelbrechung hoch, und zwar auf (010) $\gamma - \alpha = 0.025$, daher die grünen und grünblauen Interferenzfarben am Anfange der II. Ordnung. Die Auslöschungsschiefe $c : c$ wurde im Durchschnitte zahlreicher Messungen mit 24° im spitzen Winkel β ermittelt, womit sich die Hornblende dem Hastingsit in der Gruppe der Alkalamphibole nähert und zu der oben festgestellten Varietät des Achromait gehört; dagegen die hohe Doppelbrechung auf steigenden Eisengehalt hinweist.

Ein untergeordneter Teil des Amphibols, und zwar die langsäulenförmigen, an den Enden lang zugespitzten, teils bereits faserigen Aggregate desselben, mit hoher Doppelbrechung jedoch der kleinen Auslöschungsschiefe von $\approx 12^\circ$, sind deshalb schon dem Aktinolith beizuordnen und dürften wohl, wie am Weigelsberge, sekundär aus dem Enstatit hervorgegangen sein.

Der geschilderte automorphe Achromait findet sich vielfach als Einschluß inmitten des xenomorphen Enstatits, mit welchem letzterem derselbe vielfach verflochten ist, was zur Implikationsstruktur führt; dagegen ist derselbe dem Olivin bloß peripherisch angelagert, selten dringt er in den letzteren ein. Die automorphe Gestaltung unseres Achromaits ist gewiß ein sprechender Beweis dafür, daß er zu den primären Komponenten gehört und sich weder auf Kosten des Olivins noch des Enstatits gebildet hat. Wir erhalten demnach als Ausscheidungsfolge für unser Randgestein: Erze und Spinelle, Hornblende, Olivin mit dem Enstatit am Schluß der Reihe.

Der Eisenspinell zeigt selten die Form O (111), in der Regel nur Körner und deren Haufwerke sowie schlauchähnliche Formen, im Schliß grün, helldurchsichtig, optisch isotrop, die Lichtbrechung hoch $n = 1.75$, demzufolge dunkle Umrandung und stark runzelige und raue Oberfläche. Jedenfalls ist es wichtig, daß dieser Spinell aus der Randzone unseres Serpentinstockes her stammt, wo er unzweifelhaft einen Rest von resorbierten Einschlüssen des Nebengesteins darstellt. Der Eisenspinell ist im Enstatit eingeschlossen, hingegen die Erze, speziell der Chromit und Magnetit im Olivin und Enstatit zur Ausscheidung gelangten.

Die bereits eingangs dieses Kapitels erwähnten Kalzitschnitte sind wohl nur sehr vereinzelt, sind aber gewöhnlich durch Zwillinglamellierung nach $\frac{1}{2} R$ (01 $\bar{1}2$) unzweifelhaft als solche charakterisiert; ihre Gegenwart ist wohl auf aus dem Nebengestein resorbierten Kalk zurückzuführen?

Von Neubildungen ist außer dem bereits oben angeführten Aktinolith nur noch der Serpentin zu erwähnen, der zum kleinen Teil als Maschenserpentin nach Olivin, teils als Faserserpentin nach Enstatit und schließlich der Löwenanteil davon als gemeiner Faserbalkenserpentin im Gestein ausgebildet erscheint.

Auch an anderen Punkten unseres Marchitserpentinstockes bei Kratzdorf kommen mehr oder weniger frische Gesteine ähnlicher Zusammensetzung vor, welche als Schlieren-, beziehungsweise als Randbildungen des Marchits aufzufassen sind. Bezeichnend für diese Art der Spaltungsprodukte ist es, daß darin Diopsid nicht zur Ausscheidung kam, vielmehr Hornblende seine Stellvertretung übernimmt. —

Lherzolith-Serpentinfels am „Juristenstein“ bei Mähr.-Altstadt.

Von der Kirche zu Mähr.-Altstadt 0.6 km nordöstlich entfernt, befindet sich ein stockförmiger, mattschwarzer bis schwarzgrüner, vielfach richtungslos zerklüfteter; teilweise zutage ausbeißender Serpentinfels, im Volksmunde der „Juristenstein“ genannt, darauf wiederholt Steinbrüche begonnen und wieder eingestellt wurden, davon zahlreiche Pingen Zeugnis ablegen. Streichen und Verflächen fehlt der Serpentinmasse, wahrscheinlich ist ein vertikales Einschießen in die Tiefe; ihre parallel zum allgemeinen Streichen $1h\ 0gd$ adjungierte Längsrichtung mißt ungefähr 90 m, während die darauf senkrecht gemessene Breite auf 60 m geschätzt werden kann. Dieser Serpentinstock hat seine Position ebenfalls im Liegenden des großen Dioritgabbroganges, welcher daselbst in einer Entfernung von nur 0.2 km mit seinen dickschiefrigen Dioritbänken vorbeistreicht; unmittelbar daran stoßen die Sedimentgesteine seiner Schieferumwallung, welche in solcher Kontaktnähe zu Biotithornfelsen umgewandelt sind und von dem gedachten Serpentinfels durchbrochen werden. Höchst feste massige Hornfelse hat Verf. in großen Blöcken in der Umgebung des Serpentinstockes und in dem Wegeschnitt angetroffen, welcher daselbst nach dem Hüttenberge und

nach Kronfelstal führt. Eine kontaktmetamorphe Beeinflussung durch den Serpentinaufbruch ist jedoch hier ebensowenig als an den übrigen Fundorten wahrnehmbar.

Makroskopisch mit der Lupe sowie an Streupräparaten u. d. binok. M. bemerkt man in der dichten Serpentinmasse nur Spuren von Olivin, Enstatit nebst einem makroskopisch diallag-ähnlichen Mineral. Daneben erscheinen jedoch in manchen Handsteinen noch guterhaltene Körner und unbestimmbare Kristalloide von frischem oder halbserpentinisiertem Olivin und Enstatit in dem herrschenden Serpentin eingewachsen, wclch letzterer noch deutlich die Maschenstruktur des Olivinserpentinns erkennen läßt. Als Nebengemengteile sind anzusehen: hauptsächlich im Serpentin ausgeschiedene vereinzelt Nestchen des spärlichen Chromits, ferner Magnetit in reichlicher auf und ab schwankender Menge eingesprengt, selten ist Pyrit.

Auf den Gesteinsablösen und den sonstigen Strukturflächen des Serpentinfelscs verbreiten sich häufig breitstengelige Aggregate von schwärzlichgrünem und grünlichweißem Chrysotil, ähnlich wie von den Serpentinbrüchen zu Buschin und auf der Goldkoppe bei Nieder-Eisenberg beschrieben wurde. Oft sieht man einen polysynthetisch stengeligen Wechsel von schwarzgrünem und weißem Chrysotil. Ein Teil der mattschwarzen dichten Serpentinmasse läßt häufig jene stengelig-blätterige bis feinfaserige Struktur des Enstatits erkennen, aus dem erstere zweifellos entstanden ist. Desgleichen läßt sich die allmähliche Aufzehrung der Olivinkörner durch ihr Aufgehen im Lherzolithserpentin an verschiedenen Stellen deutlich verfolgen.

Die ölgrünen bis weingelben Olivinindividuen lassen sich durch ihre vollkommene Spaltbarkeit nach (010), ihren Glasglanz und deren mehr oder weniger fortgeschrittene Auflösung in ein feinkörniges Aggregat desselben unterscheiden von dem nach (110) vollkommen spaltbaren und feinfaserigen, stark perlmutterglänzenden Enstatit, der außer in Körnern auch in säuligen Kristallen ausgebildet ist. Das feinkörnige Olivinaggregat zeigt zahllose, napfförmig ausgehöhlte, schwefelgelbe Körner, die oft im Serpentin weit zerstreut sind und auf größere, früher zusammenhängende Individuen hinweisen. Große sphäroidisch geformte Olivine sind gewöhnlich bis 10 mm lang, 7 mm breit, zum Teil mit Enstatit verwachsen und erscheinen von dunklem Serpentin durchhäutert, oder Chrysotil ist auf parallelen Spältchen im Olivin eingewandert. Ein untergeordneter Teil des Olivins ist nelkenbraun von Brauneisenerz durchzogen, er ist infolge seiner Umwandlung ebenfalls durchwegs in ein Aggregat zahlloser löcheriger Körner zerfallen, so daß solcher Olivin dem eisenreichen Hyalosiderit zuzuzählen sein dürfte.

Der Diallag kommt in oliven- und lauchgrünen, blätterigen, bald geradlinigen, bald gedrehten schuppigen Aggregaten vor; auffällig starker metallartiger Perlmutterglanz auf der Fläche vollkommener Teilbarkeit (100) und ist wohl in der Serpentinmasse da und dort in Ueberresten enthalten. Der vermeintliche Diallag entpuppte sich jedoch bei der Dünnschliff-Untersuchung als lamellarer Enstatit-Diallag.

Der Gehalt an Magnetit ist Schwankungen unterworfen; es gibt nämlich Modifikationen, die einen mehr oder weniger starken Einfluß auf die Magnetnadel ausüben, andere verhalten sich dagegen infolge Abnahme des Magnetits gänzlich indifferent. —

Auf der Oberfläche und von den Klüften ausgehend ist das mattschwarzgrüne Gestein mit einer weißgrauen Verwitterungsrinde überzogen, dieselbe ist in der Regel 5—10 mm dick und besteht vorwiegend aus dichtem Weißserpentin, dem sogenannten Leukophit, mit untergeordneten Aggregaten von feinfaserigem Chrysotil, blätterigem und stengeligem Talk, ferner finden sich darin rhomboedrische Aggregate von Magnesit, Relikte von schwarzgrünem Serpentin und neugebildetem Magnetit zu Maschenschnüren im ersten angeordnet. —

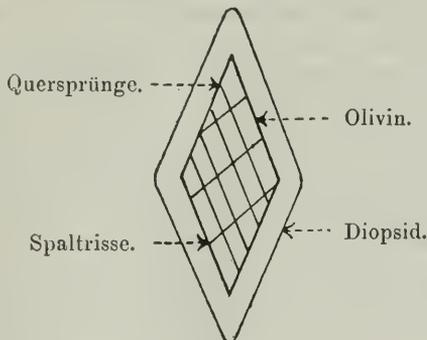
Dünnschliffbild des Lherzolith-Serpertinfelses von Mähr.-Altstadt.

Dieses matt schwarzgrüne und dichte Gestein zeigt zu unserer Ueberraschung u. d. P. M. zahlreiche und deutliche Ueberreste der Ursprungsmineralien, welche durch den ganzen Schliff verbreitet sind, und zwar finden wir Olivin, Enstatit und Diopsid, welche sich in richtungslos körniger Struktur an der Zusammensetzung als wesentliche Komponenten beteiligen.

Der Olivin ist im Schliff völlig farblos, meist größere und kleinere Körner, aber auch unvollkommene Kristalle von tafelförmigem Habitus, zuweilen mit Enstatit innig verwachsen. Berührungs-

Fig. 21.

Olivin mit Diopsidmantel.



und Durchkreuzungs-Zwillinge nach verschiedenen Flächen; auch Kristallskelette und Wachstumsformen, wie solche in glasreichen Ergußgesteinen vorzukommen pflegen und in Rosenbusch' Physiographie ¹⁾ abgebildet sind. Brachypinokoidale Spaltbarkeit nach (010) sehr vollkommen durch grobe Spaltrisse markiert, weniger deutlich sind die

¹⁾ Band I, 2. Hälfte, 4. Auflage 1905, pag. 155, Textfig. 50.

Spaltrisse parallel zur Basis (001). Unregelmäßige grobe Zerklüftung sehr verbreitet und mit der fortschreitenden Umwandlung zunehmend. Hohe Lichtbrechung ungefähr 1.66—1.70 demzufolge das hohe Relief, welches erst bei stärkerer Kondensorenkung deutlich wird. Die Doppelbrechung auf (001) nach Maßgabe der orangegelben Interferenzfarben II. Ordnung $\gamma - \alpha = 0.036$, bedeutend niedriger auf (100) und (010) = 0.007. Die Auslöschungsrichtungen liegen parallel und senkrecht zu den ungleichwertigen Spaltbarkeiten. — Als Einschlüsse des Olivins sind zahlreiche Körner und Okaeder von Magnetit zu nennen. Zahlreiche Olivine zeigen eine interessante peripherische Umwachsung mit Diopsid in der Art, wie dies die vorstehende Skizze (Fig. 21) versinnlicht.

Umwandlung des Olivins zu grünem Serpentin ist eine allgemeine Erscheinung und führt zur Bildung des Mikrometaxit, dessen parallele Fasern auf den Kristallumrissen und den Spaltflächen sowie den sich kreuzenden Sprüngen des Olivins senkrecht stehen, woraus schließlich die Maschentextur des Olivinserpentins hervorgeht. — Daneben macht sich im untergeordneten Maße die Umwandlung des Olivins zu Talk geltend; derselbe erscheint als ein blaßbraunes, überaus feinkörniges oder feinfaseriges Mineral, dessen Fasern durch das ganze Olivinindividuum gehen und auf dessen Umrißlinien senkrecht stehen, er ist durch die niedrige Lichtbrechung und hohe Doppelbrechung mit blassen grünlichgelben Interferenzfarben hoher Ordnung gekennzeichnet. An den Rändern übergeht der Talk in faserigen und schuppigen Klinochlor mit niedriger Licht- und mittlerer Doppelbrechung, daher die blaugrünen und gelben Interferenzfarben. Auch im Zentrum solcher Talkaggregate findet man häufig außer Schuppen des Klinochlor auch nichtaufgezehrte Olivinreste, welche uns sicheren Aufschluß geben über den stattgehabten Umwandlungsprozeß. Eine genaue Identifizierung ergibt, daß das erste Mineral mit dem Mineral $O\beta$ (Stark)¹⁾ gleiche optische Eigenschaften hat, welche wohl auf Talk hinweisen, während das zweite Mineral wegen der mit Pyroxenen gleich hohen Doppelbrechung richtiger dem Mineral $O\gamma$ (Stark) beizuordnen wäre. Ueberhaupt sind nicht aufgezehrte Olivinreste durch den ganzen Schliff verbreitet, ein Beweis für die ursprüngliche starke Beteiligung des Olivins an der Zusammensetzung unseres Gesteins; jedenfalls gehört der Olivin zu den Hauptgemengteilen, ist aber zuerst der Serpentinisierung zum Opfer gefallen und heute nur noch als im Serpentin zerstreute Ueberreste erhalten.

Der Enstatit gleicht in jeder Beziehung dem bereits früher geschilderten Vorkommen; er ist teils in langprismatischen Einzelindividuen, teils in kreuz- und sternförmigen Zwillingen ausgebildet; im Schliff ist er völlig farblos und zeigt ausgezeichnete Spaltbarkeit nach (110); er ist mit vielen Lamellen des Diallags verwachsen, die parallel (100) eingeschaltet sind und die bald auffällig breit, bald außerordentlich dünn oder ganz fehlen und dann homogenem Enstatit Platz machen. In solchen Schnitten zeigt der Diallag eine Auslöschungs-

¹⁾ M. Stark: Geol.-petrogr. Aufnahme der Euganeen. Tschermaks Min.-petr. Mitt. XXVII. Bd. 1908, pag. 410, 416.

schiefe $\angle c : c = 39-44^\circ$ im stumpfen Winkel β , die Auslöschung erfolgt öfters symmetrisch nach den beiden Seiten von (010), so daß sie zueinander in Zwillingsstellung sich befinden, dagegen in Schnitten nach (100) sich die Diallaglamellen durch ihre weit höhere Doppelbrechung leicht unterscheiden. Schnitte nach (010) zeigen außer den Diallaglamellen auch solche von Ilmenit, die parallel (100) eingeschaltet, bald auffällig dick werden, bald zu größter Feinheit herabsinken. Diese Lamellensysteme von Enstatit-Diallag-Ilmenit sind oft vielfach gebogen, seltener geknickt. Perthit- und antiperthit-ähnliche Verwachsungen von Enstatit und Diallag sind auch hier vertreten, dagegen scheinen mikroklinähnliche Gitterwerke zu fehlen. —

Magmatische Resorptionen des vor dem Diopsid ausgeschiedenen Enstatits fehlen auch diesem Vorkommen nicht, wenn sie auch nicht jene Verbreitung haben, wie in den anderen Gesteinen auf unserem Zuge.

In der Begleitung des Enstatits findet sich zumeist der Andiopsid, welcher durch teils grobe, teils überaus feine Faserung und ausgezeichnete Blätterigkeit charakterisiert erscheint, welche letztere durch parallel (110) eingeschaltete zahllose Aktinolithlamellen hervorgerufen wird. Derselbe ist blaßgrün bis farblos, der Pleochroismus schwach $a=c$ grünlich, b gelblich bis farblos, seine Lichtbrechung ist gleich derjenigen des Enstatits, dagegen die Doppelbrechung wesentlich höher als im Enstatit, den Wert $\gamma - \alpha = 0.030$ erreicht nach Maßgabe der grünen bis violetten Interferenzfarben; die spitze positive Bisektrix c bildet mit c den $\angle 38^\circ$ im stumpfen Winkel β . Aehnlich wie beim Enstatit finden wir auch im Diopsid Lamellen von Ilmenit parallel (100) eingeschaltet; diese wandeln sich gern gleich denjenigen in den Enstatiten in Titanit um und erzeugen dann den metallartigen Schiller auf (100). Die Menge des Diopsids ist so groß, daß er wohl als gleichberechtigter dritter Faktor unter den wesentlichen Komponenten anzusehen ist. Auch im Serpentin noch kann man im Anfangsstadium an der lamellaren Textur, der höheren Doppelbrechung die formlosen Kristalloide des Andiopsids deutlich erkennen.

Eine ziemlich verbreitete Erscheinung ist, daß die auch sonst im Gestein eingesprengten, mehr oder weniger großen Ilmenite oder dessen Aggregate eine Umwandlung in sekundären Titanit erleiden und wir können wohl aus der Tatsache, daß sehr viele Ilmenite nur zum Teil zu Titanit geworden, zentral oder randlich noch Ilmenit sind, darauf schließen, daß auch der homogene Titanit auf demselben Wege entstanden ist.

Olivin, Enstatit und Andiopsid sind nur noch in zahlreichen Zwickeln in dem herrschenden Serpentin erhalten geblieben; in diesen Zwickeln macht man die Beobachtung, daß die Olivine von Enstatit und Diopsid eingeschlossen werden, es ist daher die Ausscheidungsfolge in dem vorliegenden Gestein: Ilmenit und Magnetit, Olivin, Enstatit und zuletzt Andiopsid.

Im Serpentin sieht man wohl ein kleinmaschiges Netz von Magnetitschnüren, allein bei der hochgradigen Verdichtung des Ser-

pentins in unserem Gestein, bei dessen niedrigster Licht- und Doppelbrechung und bei dem Umstand, als ein großer Teil der Serpentin-substanz (die sogenannten Balken) sich isotrop verhält und infolge Kompensation feinsten Fasern im Dünnschliffbilde keine Aufhellung erzielt wird, so kann man bezüglich unseres Serpentin nur soviel sagen, daß er eine überaus eng- und dichtgestrickte Maschenstruktur besitzt, welche durch seine ganze Masse verbreitet ist und zahllose kleinste Fragmente von nicht aufgezehrtem Olivin, Enstatit und Andiosid als Einschlüsse enthält. Von einer rechtwinkligen Gitterstruktur, welche einen Hinweis auf die rechtwinkelige Spaltbarkeit der Pyroxene enthalten würde, fehlt jede Spur. Nur in der nächsten Umgebung der erhalten gebliebenen, richtungslos körnigen Gesteinsanteile von ursprünglichem Olivin, Enstatit und Diopsid läßt unser Serpentin die normale grobe Maschentextur erkennen, dessen Maschen mit parallel-faserigem Metaxit erfüllt sind, hauptsächlich auf Olivin, teils auf Diopsid als Ursprungsmineral hinweisen.

Regenerationen des dichten Serpentin zu Chrysotil, der durch seine höhere Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.010$ und feinfaserige Textur unterschieden ist, kommen im Schliff nur sporadisch vor.

Hervorzuheben ist gegenüber den später zu besprechenden Vorkommnissen der gänzliche Mangel an Feldspäten, durch welche die Uebergänge in Gabbro vermittelt würden. —

In einem Gesteinsblock unseres Lherzolithserpentin am Juristenstein vermehren sich die Reste von Enstatit (nebst Enstatit-Diallag), Olivin und Diopsid derartig, daß wir in solchem Gestein einen wenig veränderten körnigen Lherzolith vor uns haben und darin das Ursprungsgestein unseres Lherzolithserpentin erkennen, in welchem der Serpentin noch nicht überhand genommen hat, vielmehr noch an zweiter Stelle steht. Den stark perlmutterglänzenden und blätterigen Enstatit-Diallag dieses Gesteins hält man makroskopisch für echten Diallag, bis der Dünnschliff u. d. P. M. die Entscheidung bringt, daß tatsächlich ein lamellarer Enstatit-Diallag vorliegt.

In einem anderen Gesteinsblock wurde eine solche Zusammensetzung wahrgenommen, wie wir sie am Weigelith von Kratzdorf kennen gelernt haben, darin der lamellare Enstatit-Diallag vorherrschend zu sein scheint und wozu sich Olivin und Hornblende (Var. Achromait) gesellt, jedoch so daß den beiden letzteren Komponenten die Rolle von Nebengemengteilen zufällt; Serpentinisierung hat darin nur im beschränkten Maße stattgefunden, was bei der Widerstandsfähigkeit des Enstatit-Diallags und der Hornblende leicht begreiflich ist; wir müssen demzufolge dieses Spaltungsprodukt des Altstädter Lherzoliths als Weigelith bezeichnen. Wir werden des weiteren zu der Annahme genötigt, daß der Lherzolith am Juristenstein ebenfalls Schlieren, beziehungsweise Bänder von Weigelith in den Gesteinsverband aufnimmt. — Der lamellare Enstatit-Diallag ist vorwiegend grünlichweiß und grünlichgrau, im Durchfalllicht farblos; seine in Form von Körnern und Leisten ausgebildeten Aggregate besitzen stets eine ausgezeichnete parallel-großblättrige Struktur infolge vollkommener Teilbarkeit nach (100). Das Mineral

scheint makroskopisch ein echter Diallag, die Menge desselben ist so groß, daß wir das Gestein als Diallagit ansprechen würden, es liegt jedoch tatsächlich ein Weigelith reich an lamellarem Enstatit vor. —

Der Marchit-Serpentinfels am „Engelbrech“ bei Großwürben.

Makroskopische Untersuchung unter Beihilfe von Streupräparaten u. d. binok. M. — Dieses durch seine reiche Enstatitführung wichtige und altbekannte Vorkommen liegt bei dem Dorfe Großwürben, und zwar von den letzten Häusern von Ober-Großwürben westlich 0·5 *km* auf dem dortigen Feldwege entfernt. Hier zählte der Verf. etwa 15 domförmige zutage anstehende Felshöcker, welche bis 6 *m* Höhe emporragen und aus regellos zerklüftetem Marchitserpentinfels zusammengesetzt sind, davon die größte und weithin sichtbare Felspartie der „Harbichstein“ genannt wird; wahrscheinlich bilden diese Felsmassen unterirdisch schon in geringer Tiefe ein zusammenhängendes Stockwerk. Das dichte und matte schwärzlichgrüne Gestein der gedachten Felshöcker besteht wesentlich aus Serpentin und enthält makroskopisch eine größere Menge grünlischen Enstatit, welcher durch seinen metallartigen Perlmutterglanz auffällt und sich bis zu 50% der Gesteinsmasse und darüber anreichert.

Das gedachte Stockwerk von Marchitserpentinfels wird von einem grobkörnigen, vielfach gefalteten, flaserigen Muskovitgneis rings umschlossen, der wohl zu den kontaktmetamorphen Sedimentgneisen der oben geschilderten Schieferumwallung gehört und durch seinen Feldspat Reichtum auffällt. In nur 0·2 *km* westlicher Entfernung ziehen daselbst die Randgebilde unserer großen lakkolithischen Dioritgabbroganges vorüber, welche daselbst aus einem dickbankigen gneisartigen Hornblendebiotit-Diorit bestehen¹⁾. Der Engelbrechgraben ist an der Grenze zwischen den Sediment- und Eruptivgesteinen erodiert. Also auch in dieser Lokalität erkennen wir die Abhängigkeit des ultrabasischen Marchit-Serpentinstockes, von der Hauptmasse des nahen dioritisch-gabbroiden Gesteinszuges und auch da wurde nach Maßgabe der tektonischen Verhältnisse der Sedimentgneis mittels Durchschlagsröhren durchbohrt, auf welcher das ultrabasische Nachschubmagma emporgedrungen war.

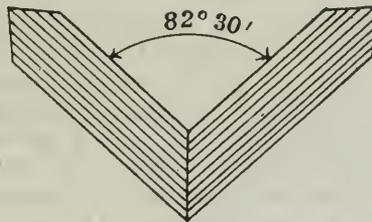
Ueber die Hauptgemengteile unseres Marchitserpentinfelses sind folgende makroskopische Beobachtungen mitzuteilen: Der Enstatit ist zumeist in derben Kristallplatten und blätterigen Aggregaten, aber auch in prismatischen Kristallen meist mit gerundeten Endflächen und domatischer Querabsonderung vertreten. Die Prismen erreichen 10 bis 20 *mm* Länge und 5 bis 10 *mm* Dicke, sie werden von $\infty \bar{P} \infty (100)$. $\infty P \infty (010)$ begrenzt, die Endbegrenzung ist meist flach gerundet durch die wahrscheinliche Beteiligung mehrerer flacher Pyramiden, sie sind jedoch selten deutlich, häufig werden die Prismen

¹⁾ Siehe l. c. Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1897, Bd. 47, pag. 21—56 und Taf. I.

durch (001) gerade abgeschnitten. Hier und dort haben sich auch schöne knieförmige Zwillinge nach $2P\infty(021)$ gefunden, wobei sich die Hauptachsen unter $\sphericalangle 82^{\circ} 30'$ schneiden; häufig ist Parallelverwachsung der Enstatitindividuen, wodurch sich dieselben zu Kristallplatten und Kristallstöcken anreihen, (Siehe die untenstehende Fig. 22.) Ausgezeichnete Spaltbarkeit parallel (110) und Teilbarkeit nach (100), mit dichtgedrängten Spaltrissen, oft zu großer Feinheit herabsinkend, was die Feinfaserigkeit und Feinblättrigkeit des Enstatits bedingt; Querablösung senkrecht zur Prismenachse oder parallel flacher Domen zumeist vorhanden. Auf der Teilbarkeitsfläche nach (100) metallartiger Perlmutterglanz, sonst nur matt schimmernder Seidenglanz; im durchfallenden Licht durchsichtig und farblos bis gelblichgrün, im reflektierten durchscheinend grünlichweiß, weingelb und lauchgrün. — Der Enstatit ist gespickt mit Magnetit, der oft die Form $O(111)$ deutlich erkennen läßt und parallel (100) eingeschaltet ist; häufig ist derselbe derartig mit kleinsten Magnetitkörnchen überfüllt, daß er dadurch dunkelgrüne Färbung annimmt.

Fig. 22.

Knieförmiger Enstatitzwilling.



Die Umwandlung des Enstatits auf dem Wege zum Serpentin erfolgt durch die Zwischenstufe des Bastits, welcher noch die Textur des Enstatits bewahrt, hingegen optisch anders orientiert ist, und zwar $a = b$, $b = a$, $c = c$ und chemisch der Zusammensetzung des Serpentinens entspricht.

An keineswegs häufigen Stufen des Großwürbener Marchitserpentinfelsens ist dem Verf. die Auffindung von graugrünem Diallag gelungen, ausgezeichnet durch seine vollkommene Blättrigkeit nach (100) und den auf dieser Fläche ruhenden metallartigen, oft schillernden Perlmutterglanz; derselbe ist meist krummblättrig, oft in mehrfachen Windungen und zeigt einen Zerfall in zahllose kleinere, dem Muskovit ähnliche Blättchen, zwischen denen sich die Serpentin-substanz hindurchzieht. Enstatit und Diallag sind miteinander innig verwachsen. Letzterer wurde sodann allerdings erst im Dünnschliff u. d. P. M. als Andiopsid erkannt sowie dessen allgemeine Verbreitung als wesentlicher Gemengteil.

Der Serpentin ist dicht, von muscheligen bis splitterigem und glanzlosem Bruch, schwach harzglänzend, die Farbe ist düster schwärzlichgrün, seine Masse ist durchaus von zahllosen kleinsten

Körnchen und Kriställchen von Magnetit der Form *O* (111) erfüllt; daß ein Teil dieser Erze zum Chromit gehört, ist wahrscheinlich; durch solche massenhafte Erzeinschlüsse wird die völlige Undurchsichtigkeit und die düsteren Farbentöne des Serpentin herbeigeführt. In dünnen Splittern und an den Kanten erscheint der Serpentin jedoch durchscheinend und alsdann im durchfallenden Lichte olivengrün bis gelblichgrün und farblos, worin man überall die Magnetitkörner in Nestchen angehäuft um so deutlicher wahrnehmen kann. Mit dem hohen Gehalt an Magnetit steht die hochgradige Ablenkung der Magnetnadel durch das Gestein und der polare Magnetismus desselben in nahen Beziehungen. (Siehe die unten pag. 147 nachfolgende chemische Analyse.)

Das Gestein bedeckt sich an der Oberfläche und von den Strukturflächen aus mit einer bis 10 mm dicken Verwitterungsrinde; dieselbe besteht aus einer weißlichgrau und hellgelblich gefärbten matten, sphäroidisch aggregierten Substanz, welche sich fettig anfühlt, weich ist und bisweilen pulverig erscheint; dieselbe gehört nach diesem Verhalten zum Leukophit, das heißt einem wasserhaltigen Magnesiumsilikat, das optisch mit dem Serpentin identisch ist. Dieser Weißserpentin ist mit regeneriertem Magnetit in Adern, Leisten und Trümmchen mehr oder weniger stark durchsetzt.

Dazwischen sehen wir hellgelbliche Adern und Leisten von blättrigem und schuppigem Talk mit glimmerartiger Spaltbarkeit hindurchziehen; oft lassen diese Blätter noch jene fein- und langfaserige Textur des Enstatits erkennen, aus welchem dieser großindividualisierte Talk hervorgegangen ist; der letztere ist jedoch weit weniger mit Erz eingesprengt, als dies beim Leukophit der Fall ist. —

Das Auftreten des Enstatits und Diopsids mit ihren Kristallen, faserigen und blättrigen Aggregaten im Serpentin erscheint zum Teil pseudoporphyrisch, alsdann des letzteren dichte schwarzgrüne Masse bei weitem überwiegt. Zuweilen kommt aber auch das Gegenteil vor, indem der Serpentin mehr oder weniger an Masse zurücktritt und das Gestein schließlich fast ganz aus Enstatit nebst Diopsid besteht, welche dann ausgebreitete großkörnige, graugrün gefärbte, teils parallel verwachsene, teils polysynthetisch verzwilligte Aggregate bilden, welche durch ihren starken Perlmutterglanz auffallen, dazwischen sich der Serpentin lediglich in schwachen Adern, Leisten und Trümmchen vorfindet, jedoch enthalten auch diese noch zahlreiche Enstatitreste. Es ist also ein frischer Marchitfels. —

Dünnschliff-Untersuchung des Marchitserpentinfels vom Harbichstein bei Großwürben.

Im Dünnschliff finden wir die makroskopische Beobachtung bestätigt, daß das tiefschwarzgrüne Gestein relativ frisch erhalten ist; die nicht serpentinierten Gesteinspartien haben eine ansehnliche Verbreitung und darin die Menge der Ursprungsminerale reichlich sowie in charakteristischer Ausbildung vorhanden ist, so daß diese zum Studium sehr geeignet erscheinen. Die serpentinierten Anteile unterscheiden sich schon im gewöhnlichen Licht durch die

sekundär ausgeschiedenen Magnetitschnüre, welche das Maschennetz im Serpentin bilden, während die unversehrten primären Partien selbstredend davon frei sind. Man findet sodann, daß in unserem Gestein der Menge nach geordnet Diopsid und Enstatit als Hauptgemengteile, hingegen Ilmenit und sekundärer Titanit, ferner Magnetit und endlich Olivin als Nebengemengteile vertreten sind.

Der neben dem Enstatit ausgeschiedene monokline Pyroxen gehört auch in diesem Falle zum Andiopsid, und zwar nach Maßgabe seiner hohen Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.030$, die Lichtbrechung ist zufolge der rauhen Oberfläche, dem erhabenen Relief, etwas höher als im Enstatit $n = 1.65 - 1.70$; derselbe ist entgegen dem automorphen Enstatit nur xenomorph entwickelt, wobei dem Andiopsid eine langprismatische Gestalt zukommt, mit sehr feinen Spalt-rissen nach (110); häufig ist Zwillingsbildung, insbesondere bei den größeren Diopsiden, dergestalt, daß das ganze Individuum der Länge nach von einer Zwillingsgrenze durchsetzt wird, die dasselbe in zwei ungefähr gleich breite, nach (100) verzwilligte Hälften teilt mit alternierender Auslöschung; auch wurde eine stückweise Einverleibung von in Zwillingsstellung befindlichen Individuen beobachtet. Im Schliß ist der Andiopsid farblos und grünlich. Der Pleochroismus ist sehr schwach $a = c$ grünlich, b grünlichgelb bis farblos, zwischen \times Nicols ist er durch seine Farbenpracht von Reingelb, Grünlichgelb und Gelblichgrün II. Ordnung auffällig.

Unser Andiopsid ist wohl ein echter Diopsid, was ihn aber von den bisher bekannten Diopsiden unterscheidet, ist seine ausgezeichnete Lamellenstruktur, und zwar sind es hauptsächlich Lamellen von Diallag parallel (110) eingeschaltet; derselbe ist von dem ersteren durch seine bedeutend niedrigere Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.024$ bis 0.020 herab scharf unterschieden, insbesondere tritt diese lamellare Textur in Schnitten nach (100) und (110) unter \times Nicols mit prachtvoll leuchtenden Interferenzfarben hervor, welche dem Himmelblau, Violett bis Rotorange II. Ordnung angehören, alsdann heben sich die Diallaglamellen auf dem Diopsidgrunde scharf ab. Erwähnte Lamellen sind bald breiter, bald werden sie geradezu feinhaarig und wiederholen sich sodann um so häufiger; zuweilen ist solche Verwachsung keine lamellare, sondern gefleckte, selten geflamme. Die Auslöschungsschiefe des Andiopsids wurde in zahlreichen Schnitten nach (010) mit den höchsten Interferenzfarben $\sphericalangle c : c = 38^\circ$ im stumpfen Winkel β gemessen, dabei erfolgt die Auslöschung der Diallaglamellen infolge ihrer parallelen Einlagerung gleichzeitig. —

Ein anderer Teil des Andiopsids ist mit parallelen, vielfach gebogenen Lamellen des Enstatits durchwachsen, dergestalt, daß (010) des letzteren mit (100) des Diopsids und den Prismenflächen zusammenfallen. In Schnitten nach (100) ist solche Verwachsung unsichtbar, dagegen aber in solchen nach (010) sichtbar, wo der Andiopsid mit dem Winkel $c : c = 44^\circ$ im stumpfen Winkel β auslöscht. Die letzterwähnten Lamellen löschen abwechselnd verschieden aus in der Art, daß jede zweite Lamelle dieselbe Orientierung besitzt, also gleichwie bei polysynthetischer Zwillingsbildung. Auch mikroklinähnliche Gitterwerke wurden da und dort

an diesem ausgezeichnet lamellaren Andiopsid beobachtet. Als zufällige Einschlüsse des Andiopsids sind körniger und oktaedrischer Magnetit, ferner Lamellen und Bleche von Ilmenit anzuführen.

Der Enstatit ist mit dem Andiopsid teils in richtungslos körnigen Aggregaten verwachsen, teils tritt er vom Serpentin rings umschlossen in selbständigen Aggregaten auf. Der automorphe Enstatit entwickelt modellscharfe langprismatische Kristalle mit steil- oder flachpyramidaler Endigung, oder aber es ist terminal eine Gabel mit 2 bis 3 Zinken ausgebildet, dabei erscheinen die Kristalle teils geradlinig oder aber verbogen. Solche automorphe Enstatite liegen porphyrisch ausgeschieden in einer kleinkörnigen Grundmasse von Enstatit-Diopsid, oder es durchschießen große Enstatite den benachbarten Serpentin, ein Beweis, daß letztere der Serpentinisierung besser widerstehen als ihre Grundmasse, dieselben sind noch so gut erhalten, daß die Diallaglamellen darin leicht erkannt werden. Die kleinen Enstatite der Grundmasse sind meist verbogen kreuz und quer gelagert, dicht zusammengeschart und zum Teil terminal mehr oder weniger ausgefasert. Im Schliiff ist unser Enstatit farblos bis grünlich; Pleochroismus sehr schwach und zwar c grünlich, $b = a$ graugelblich.

Die lamellare Verwachsung mit Diallag ist im vorliegenden Gestein eine allgemeine Erscheinung, der fast alle Enstatit-Individuen unterworfen sind und ist die Zahl solcher Lamellen selbst in kleinen Kristallen beträchtlich, welche stets parallel (100) eingeschaltet sind. An den Schnitten nach (010) mit der höchsten Interferenzfarbe wurde als Wert der Auslöschungsschiefe $\sphericalangle c : c = 44^\circ$ im stumpfen Winkel β ermittelt.

Magmatische Korrosionen finden wir besonders ausgeprägt an dem früher zur Kristallisation gelangten Enstatit, dessen äußere Formen so stark gelitten haben, bis schließlich nur noch zerfressene, regellos eckige oder gerundete Kristalle sowie Lamellen desselben, gleichsam in dem später auf seine Kosten gebildeten Andiopsid zu schwimmen scheinen.

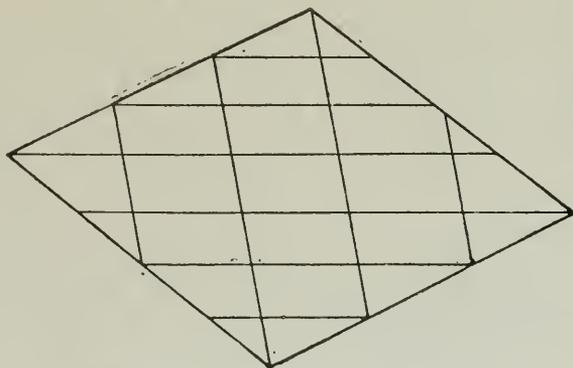
Mit den Diallaglamellen parallel sind dem Enstatit außerdem zahlreiche Lamellen von Ilmenit interponiert. Andererseits umschließen größere Ilmenite Lamellen von Enstatit; oder letzterer wird von ersterem konzentrisch schalig eingeschlossen. Unter den Ilmenitlamellen, welche dem Enstatit inneliegen, bemerkt man überdies da und dort weiße, stark lichtbrechende Lamellen des Titanits; Lamellen, welche zur einen Hälfte noch aus Ilmenit, zur anderen schon aus Titanit bestehen, belehren uns unzweifelhaft über den stattgehabten Umwandlungsprozeß.

Der Titanit tritt in unserem Gestein auch in zahlreichen selbständigen größeren Kristallen und unregelmäßigen Lappen auf (s. Fig. 23), so daß er als Nebengemengteil aufzufassen ist; derselbe fällt uns sofort im Schliiff durch die farblosen spitzrhombschen Formen, dem starken Glasglanz, die rauhe Oberfläche, das hohe Relief sowie die starke randliche Totalreflexion auf, welche auf höchste Licht- und Doppelbrechung hinweist, deshalb zwischen \times Nicols nur die weiß-

lichen irisierenden Interferenzfarben grün und violett hoher Ordnungen. Die prismatische Spaltbarkeit liefert zahlreiche grobe Risse, welche bezeichnenderweise zu den spitzrhombsischen Umrißlinien der Durchschnitte nicht parallel laufen. Die Auslöschungsschiefe $\angle c:a$ ist mit 38° im spitzen Winkel β gemessen worden. Es kann wohl kaum einem Zweifel unterliegen, daß auch dieser Titanit sekundär aus den großen Ilmeniten umkristallisierte.

Fig. 23.

Großer spitzrhomboedrischer Titanitkristall aus Marchitserpentin.
(Groß-Würben.)



Als ein spärlicher und zufälliger Gemengteil ist der Olivin im vorliegenden Gestein anzusehen, dessen wenige im Schliß sichtbare Individuen mit dem Enstatit innig verwachsen und stark resorbiert, daher unvollständig sind; derselbe ist farblos, seine Lichtbrechung höher als die des Enstatits und Diopsids, daher erhabenes Relief und runzelige Oberfläche; Schnitte nach (100) haben zahlreiche grobe Spaltrisse nach (010) und grobe unregelmäßige Quersprünge.

Der Serpentin ist fast ausschließlich aus den beiden Pyroxenen Enstatit und Andiopsid sekundär hervorgegangen, er ist also ein echter Pyroxenserpentin, von einer rechtwinkeligen Anordnung der Maschen entsprechend der rechtwinkeligen Spaltbarkeit der Pyroxene ist jedoch gleich den übrigen Vorkommen auch in diesem Falle keine Spur. Der Serpentin ist nach der Lichtbrechung $n >$ Kanadabalsam und der Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.005$ nach Maßgabe der graublauen Interferenzfarben ein echter Serpentin und besteht zwischen \times Nicols aus einem regellosen klein- und engmaschigen Gewebe, in welchem das Netz gebildet wird durch Magnetitschnüre und Balken isotroper Serpentinsubstanz, während die dichtgestrickten Maschen meist durch parallel- und querfaserigem Mikrometaxit oder durch radiaalfaserigen oder kraushaarigen Mikropikrolith ausgefüllt werden. Die Auslöschung erfolgt parallel und senkrecht zu den Fasern, daher die Faserachse Richtung der kleinsten Elastizität. Durch die fortschreitende Serpentinisierung wird das Maschengewebe immer enger

und geht stetig weiter der submikroskopischen Verdichtung entgegen, ein Prozeß ähnlich der Saussuritisierung, dessen Korn auch stetig kleiner und dichter wird. Nur auf die nächste Umgebung der frischen Gesteinspartien beschränkt, ist der Serpentin großmaschig und zeigt Spuren langgestreckter rektangulärer Anordnung der Maschen, welche Metaxit enthalten, dessen Fasern stets senkrecht stehen auf den Umrißlinien der Maschen. — Auch diesem Vorkommen fehlen Feldspäte vollständig. —

Chemische Analyse des Marchitserpentins
vom Harbichstein bei Großwürben.

Die Stufen zur chemischen Analyse wurden von demselben Fels-
höcker, dem sogenannten „Harbichstein“ gewonnen, von welchem auch
die Dünnschliffe herrühren. Die chemische Analyse hat folgende
Resultate geliefert:

Analyse III.

	Gewichtsprocente	Molekularprocente
Kieselsäure SiO_2	39·20	44·85
Titansäure TiO_2	Spur	—
Tonerde Al_2O_3	2·44	2·79
Chromoxyd Cr_2O_3	0·21	0·24
Eisenoxyd Fe_2O_3	4·66	5·33
Eisenoxydul FeO	2·75	3·14
Manganoxydul MnO	0·06	0·07
Magnesia MgO	37·74	43·18
Kalkerde CaO	0·73	0·38
Kali und Natron $K_2O + Na_2O$...	Spur	—
Kohlensäure CO_2	0·31	—
Phosphorsäure P_2O_5	0·016	0·02
Krist. und Konst. Wasser H_2O ...	10·92	—
	99·03	100·00
		100·00

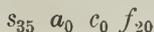
Gruppenwerte:

$S = 38·58$, $A = 0$, $C = 0·35$, $F = 57·81$, $T = 1·08$, $R = 1·81$, $K = 0·66$.

Gesteinsformel:



Aus dem Vergleiche der Gewichtsprocente, der Molekularprocente,
gleichwie der Gruppenwerte unseres fast olivinfreien Marchit-
serpentins vom Harbichstein, mit denselben Analysenzahlen des
olivinführenden Lherzolithserpentins vom Zdiarberge geht die
nahe Uebereinstimmung dieser beiden Gesteine mit Sicherheit hervor.
Vergleichen wir obige Gesteinsformel mit den Osann'schen Typen-
formeln, so finden wir auch in diesem Falle die nahezu völlige
Uebereinstimmung mit dem Typus Dun Mountains, für welchen
Osann die Typenformel



aufstellte, demzufolge auch unser Pyroxenit gleich dem Zdiarberger Lherzolith an das äußerste basische Ende seiner ultrabasischen Gesteinsfamilie einzureihen kommt. Dieser typische Vertreter seiner Art erscheint somit als ein neues, extrem basisches Glied der Pyroxenitfamilie, für welche der vorgeschlagene Name „Marchit“ anzunehmen wäre.

Bei den reinen Pyroxeniten, aus Metasilikaten bestehend, hätte das Verhältnis $S : F$ dem Werte 1 : 1 zu genügen, in unserem Marchit jedoch ist dieses Verhältnis 1 : 1.50. Nachdem der mikroskopische Befund nur spärlichen Olivin nachweisen konnte, so müssen wir darauf zurückschließen, daß der Enstatit und Andiopsid, welche wesentlich unseren Marchit zusammensetzen, nicht aus Metasilikaten allein hestehen können, sondern daß daran auch Orthosilikatmoleküle Anteil nehmen. Außerdem wird das gedachte Verhältnis durch das Auftreten größerer Mengen von Magnetit und Ilmenit getrübt, weil dann FeO in F verrechnet wird. Die Alkalien spielen darin keine Rolle, die kleine Menge von Al_2O_3 steckt jedenfalls in den Interpositionen von Diallag sowohl im Enstatit, als auch im Andiopsid.

Es ist eine bekannte Tatsache, daß aus Magmen von derselben Zusammensetzung Gesteine von verschiedener mineralischer Ausbildung entstehen können. Das Olivin-Diopsid-Entektikum bei gewöhnlichem Druck liegt nach J. H. L. Vogt¹⁾ bei etwa 32% Olivin und 68% Diopsid. In den Peridotiten (Lherzolith, Dunit etc.) fängt die Kristallisation des Olivins stets früher an als diejenige der Pyroxenminerale. In den an rhombischen und monoklinen Pyroxenmineralen reichen Pyroxeniten dagegen begegnen wir der umgekehrten Kristallisationsfolge und zwar wird Enstatit und Diopsid früher ausgeschieden, alsdann der Olivin später nachfolgt, oder wie in unseren Marchiten nur spärlich oder gar nicht mehr zur Ausscheidung gelangt. — In den Marchiten, wo Enstatit und Diopsid nebeneinander vorkommen, hat Verf. stets den früheren Anfang der Kristallisation von Enstatit und den späteren von Diopsid feststellen können. Nach J. H. L. Vogt soll bei Ueberschuß von $Mg_2Si_2O_6$ der Enstatit gänzlich ausscheiden, vor Anfang der Kristallisation von Diopsid; bei Ueberschuß von $CaMgSi_2O_6$ aber soll die Menge von $Mg_2Si_2O_6$ in den meisten Fällen gänzlich in den Diopsid aufgenommen werden, ein Fall, der jedoch in unseren Pyroxeniten nicht vorkommt. —

Die nahezu vollständige Kongruenz der oben berechneten Gesteinsformeln für den Lherzolith vom Zdiarberge einerseits und dem Marchit vom Harbichstein andererseits, legen uns den gemeinsamen Ursprung der beiden obwohl petrographisch verschiedenen Gesteine dessenungeachtet sehr nahe und indem wir obige Feststellungen auch für die übrigen petrographisch gleichwertigen Lherzolith- und Marchitvorkommen substituieren, gelangen wir zu der Ueberzeugung, daß alle diese Gesteine von einem gemeinsamen Magma abstammen und daß sie unterirdisch allerdings in großer

¹⁾ Tschermak-Beckes Min.-petr. Mitteil. 1908, XXVII. Bd., pag. 130 und 153.

Tiefe mit dem lakkolithischen Dioritgabbrogange zusammenhängen und von einem gemeinsamen Herde nach obenhin ausstrahlen. —

Bis zum Fichtlich (Kote 1109 *m* Landesgrenze), bis wohin Verf. seine Felduntersuchung ausgedehnt hat, findet sich auf dem Liegendzuge kein Serpentinstock mehr. Es ist jedoch zweifellos, daß unser großer Dioritgabbrogang auf seinem weiteren Wege gegen NO und seiner knieförmigen Wendung gegen NW, das ist am Hundsrücken und am Nesselberg sowie bei Niesnersberg und Gurschdorf von Serpentinstöcken in seinem Liegenden auch dortselbst flankiert wird, was jedoch späteren Untersuchungen vorbehalten bleibt, um die gegenseitige Publikation nicht allzulange zu verzögern.

Ein letzter derzeit bekannter Serpentinstock des Liegendzuges liegt bei Scholzenhof nächst Siebenhuben unweit Gurschdorf, in dessen Nähe der große sudetische Randbruch durchstreicht. Verf. hat dieses Vorkommen nicht näher untersucht. —

B. Hangenzug der Peridotite und Pyroxenite sowie ihrer Serpentinfelse.

Bei der Aufzählung und Untersuchung dieser sporadischen Stöcke und Stockwerke, welche unseren dioritisch-gabbroiden Ganglakkolith in seinem Hangenden gleich Satelliten begleiten, wollen wir genau so wie dies bezüglich des Liegendzuges geschehen, am südsüdwestlichen Ende desselben, das ist an der großen Bruchlinie: Marchthal — Buschin — Hambalekpaß beginnen und gegen NNO fortschreiten.

Ein ähnliches Vorkommen von Lherzolithserpentin wie am Zdiarberge soll sich nach Dr. Josef Melion¹⁾ auf dem Hambalekberge bei Buschin befinden; der Serpentin wäre auch hier dicht und von dunkelgrünem Aussehen und führt häufig Enstatit nebst Magnetit. Auch Prof. F. Kolonati macht von diesem Vorkommen Erwähnung²⁾. Verf. hat dieses Serpentinvorkommen an Ort und Stelle gesucht, jedoch leider nicht gefunden. Bei Hofrat Dr. E. Tietze, welcher den Hambalekpaß auf dem Blatte Landskron—Gewitsch geologisch kartierte, finden wir in seinem großen Werke³⁾ nirgends eine Erwähnung von einem Serpentinvorkommen daselbst. —

Dagegen hat Verf. in Erfahrung gebracht, daß bei Janauschendorf tatsächlich Serpentinfels auftritt; dessen Aufsuchung sich Verf. jedoch für später vorbehält. —

Die Ursprungsgesteine und deren Serpentinfelse im Niklesgraben bei Niklesdorf.

(Hierzu das Querprofil Fig. 24 durch den großen Lerchberg.)

Im hohen Maße charakteristisch auch hinsichtlich ihrer geologischen Erscheinungsform sind die Serpentinstöcke im Niklesgraben

¹⁾ L. c. pag. 31.

²⁾ L. c. pag. 32.

³⁾ Die geognost. Verhältnisse der Gegend von Landskron und Gewitsch. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1902, Bd. 51.

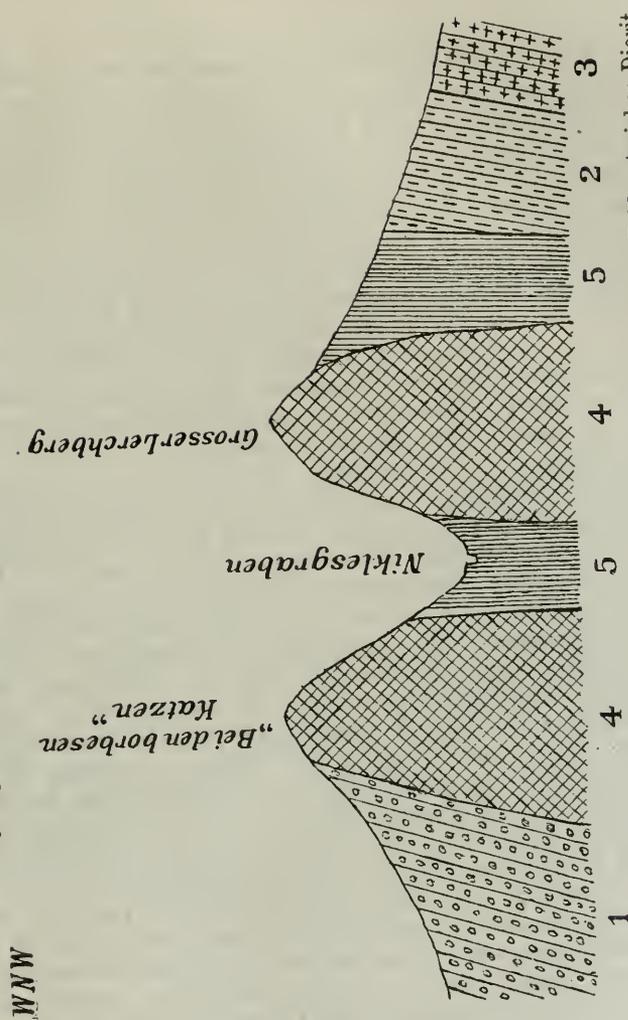
bei Niklesdorf im oberen Marchtal. Von der Kirche zu Nikles liegen dieselben auf der neuen Waldstraße im Niklesgraben gemessen 1·5 km entfernt, und zwar stößt man zunächst am Grabeneingange auf die mächtige Amphibolitzone am Hangenden unseres lakkolithartigen Dioritgabbroganges, dann folgen rostige Glimmerschiefer zum Teil mit Gneishabitus, welche am Linksgehänge einen kleinen, nur etwa 12 m mächtigen Serpentinstock umschließen; sodann treten, im Graben aufwärtsschreitend, jene mächtigen Biotitaugengneise auf, die in der Berggruppe des sogenannten „Altvaterwaldes“ herrschend sind und das allgemein verbreitete Hauptgestein bilden. Nun folgt an demselben Gehänge der großartige Serpentinstock vom großen Lerchberg, der an der Grenze zwischen Glimmerschiefer und Biotitaugengneis einerseits und der Amphibolitzone andererseits aufgebrochen ist und hier bei dem graphischen Punkt Kote 490 m (der Spezialkarte 1:75.000) eine großartige, zutage anstehende, nakte Felsmasse von zirka 16 m Höhe und 10 m Breite, den sogenannten „Hohenstein“, bildet. Die geschilderte Serpentinmasse scheint nach 1 h 8 gd gestreckt und findet vom „Hohenstein“ in etwa 50 m Entfernung ihr derzeit bekanntes nordnordöstliches Ende. Im Gegensatz zu den älteren geologischen Karten dieser Gegend, müssen wir berichtigend konstatieren, daß die gedachten Serpentinmassen eine weitere Fortsetzung in der Richtung des allgemeinen Streichens NNO vermissen lassen.

Dagegen sind wir am Rechtsgehänge des Niklesgrabens, am sogenannten kleinen Lerchberg (Waldstrecke „Auf der Laimgrube“) auf einen bedeutenden Serpentinstock mit auffälliger Kegelform gestoßen, der vom Biotitaugengneis umschlossen wird. Nach einer kurzen Unterbrechung, die von den herrschenden Biotitgneisen ausgefüllt wird, lagert an demselben Grabengehänge gegenüber dem Hohenstein auf der kegelförmigen Berghöhe „Bei den borbesen¹⁾ Katzen“ ein vierter, und zwar sehr bedeutender Serpentinstock, ebenfalls parallel zum allgemeinen Streichen gestreckt ohne weitere Fortsetzung gegen NNO, derselbe endigt in dem umschließenden Hauptgestein, dem Biotitaugengneis. Ebenso wenig konnte an unseren Serpentinstöcken eine Fortsetzung in der Richtung SSW gegen die „Rowinka“ (Kote 617 m) aufgefunden werden.

Zwischen den Serpentinstöcken des Hohensteins, beziehungsweise des großen Lerchberges einerseits und jenen „Bei den borbesen Katzen“ sowie dem kleinen Lerchberg andererseits, hat sich der Niklesgraben in der Zerrüttungszone von Biotitaugengneis und Glimmerschiefer sein Bett gegraben. Dank diesem Ereignis gewinnen wir einen sicheren Einblick in die tektonischen Verhältnisse dieser Serpentinmassen (siehe das nebenstehende Querprofil Figur 24) dergestalt, daß über deren geologische Erscheinungsform als isolierte Stöcke hinreichende Gewißheit erbracht ist, welche auf den diatrematischen Charakter dieser Eruptivgesteine zweifellos hinweist; sie haben sich auf Schlotten ihren Weg gebahnt und zum Teil die Deckgesteine auf Explosionsröhren durchgeschlagen. Was hier im Niklesgraben

¹⁾ Marchtaler Dialektform = barfüßigen.

Fig. 24.
Querprofil durch den großen Lerchberg bei Nikles.
OSO



1 = Biotitaugengneis (Granitgneis). — 2 = Gabbro-Amphibolit. — 3 = Feldspatreicher Diorit.
 4 = Bielenitserpentin. — 5 = Gneisglimmerschiefer.

in solch sinnfälliger Weise zutage liegt, gilt sinngemäß auch für das Serpentinstockwerk am Zdiarberg etc., nur sind dort die natürlichen Aufschlüsse nicht so günstig als hier. Wir schreiten nun zur petrographischen Untersuchung der in Rede stehenden Serpentinmassen und deren Ursprungsgesteine und beginnen zunächst mit dem Serpentinstock am:

a) Großer Lerchberg. (Südlicher Ausläufer des Baudenberges.)

Das herrschende Gestein ist daselbst ein polyedrisch und richtungslos zerklüfteter dichter Serpentinfels bei schwarzgrüner, zuweilen auch blaugrüner Färbung, von Schichtung ist keine Spur, nur lokal macht sich eine undeutliche, nicht anhaltende Bankung bemerkbar. Fast sämtliche Kluftflächen des Serpentin sind mit einer Rinde faserigen Chrysotils überzogen, die vorwiegend schwarzgrün, weniger lauchgrün oder bläulich gefärbt ist. Durch Quetschung und hohem Druck erscheinen die Chrysotilüberzüge nach Art von Harnischen glänzend und spiegelnd, was auf die Volumvermehrung bei der Serpentinbildung unverkennbar hinweist, in deren Gefolge jene mechanischen Einwirkungen im Innern der Serpentinmasse selbst ausgelöst wurden. Denselben Harnischen begegneten wir auch in den Serpentinmassen bei Buschin und Nieder-Eisenberg.

In Splittern und in Kanten ist der Serpentin im durchfallenden Licht weingelb, blaßgelblich und weiß, durchscheinend bis farblos durchsichtig; man macht alsdann die Wahrnehmung, daß derselbe mehr oder weniger mit Magnetit der Form *O* (111) und als Körner imprägniert erscheint, jedoch ist dessen Menge im großen und ganzen nicht groß, daher das Gestein fast ohne jeden Einfluß auf die Magnetnadel ist. Akzessorische Gemengteile sind zahlreiche Nester körniger Aggregate des Chromits, dessen Menge im Nikleser Serpentinfels überhaupt bedeutend ist; da und dort bemerken wir Rutileinschlüsse in unserem Serpentinfels, die im Durchfalllicht braungelb sind; sehr spärlich scheint der Feldspat vertreten zu sein.

Von anderen ursprünglichen Hauptgemengteilen konnte ich nur Diallagreste und einzelne Olivinkörnchen entdecken und auch diese bei ihrer Kleinheit sowie schlechten Erhaltung nicht mit Sicherheit.

Die Regenerationen des Serpentinfels zu Chrysotil kommen nicht nur auf den Strukturflächen (wie bereits oben angeführt), sondern auch auf zahlreichen Adern und Spältchen im Innern der Serpentinmasse selbst vor, welche letztere sie oft parallel geordnet vielfach durchziehen, dabei die Chrysotilstengel stets senkrecht auf den Kluftwänden anschießen. Die Chrysotilüberzüge enthalten häufig soviel Magnetit eingesprengt, daß sie davon ihre schwarze Färbung empfangen.

Der Serpentinfels vom großen Lerchberg bedeckt sich — gleichwie alle übrigen Nikleser Serpentine — am Tage infolge der Atmosphären-Wirkung mit einer weißen graumelierten Verwitterungsrinde, deren Zusammensetzung nach Maßgabe der Beobachtungen u. d. binok. M. aus Leukophit besteht, worauf wir noch weiter unten ausführlich zurückkommen wollen.

b) Bielenit (Diallag-Olivin-Enstatitfels) als Ursprungsgestein der Serpentinmassen am großen Lerchberg.

Am Fuße des großen Lerchberges und der Sohle des Niklesgrabens stieß Verfasser auf große Trümmer und kubikmetergroße Blöcke eines schwarzgrauen feinkörnigen Gesteins, welche von einem kolossalen, vermutlich anstehenden Gesteinsblock abstammten, der beim Bau der neuen Waldstraße durch Sprengungen zerkleinert und auf diese Weise beseitigt werden mußte. Auch sonst lagen Blöcke solch frischen Gesteins daselbst auf der Grabensohle umher. Bei genauer Betrachtung erkannte ich sofort im Felde, daß das schwarzgraue Massengestein kein Serpentin ist; mit Hilfe der Lupe fand ich ferner, daß ein feinkörniges Gemenge verschiedener Pyroxene nebst Olivin, wahrscheinlich das Ursprungsgestein des Serpentin vom großen Lerchberg vorliegt. Serpentinisierung macht sich im Gestein nur im untergeordneten Maße bemerklich, und zwar hauptsächlich an offenen und versteckten Strukturflächen, weniger im Gestein selbst.

Mit Hilfe des binok. Mikroskops erkannte ich alsdann an Streupräparaten ein kleinkristalliges, dicht verwebtes Gemenge von kurz- bis langprismatischem Enstatit mit blätterigem Diallag und mit rundkörnigem Olivin; dazwischen ziehen halb- und ganzserpentinisierte Gesteinsanteile hindurch. Der Enstatit ist graugrünlich, zeigt ausgezeichnete Spaltbarkeit nach $\infty P(110)$, dabei sind die Spaltrisse so dicht gedrängt, daß dadurch Feinfaserigkeit bedingt wird. Die Prismen werden in der Regel bloß von den Pinakoiden $\infty P(100)$ $\infty P\infty(010)$ begrenzt, Endflächen scheinen zu fehlen. — Der Diallag ist grünlichweiß, graugrün bis olivgrün, charakteristische Teilbarkeit nach (100) mit starkem Perlmutterglanz auf letzterer Fläche; keine Kristalle, nur blätterigstruierte Körner und Aggregate solcher, des öfteren die Diallagblätter innig verfilzt. — Der Olivin ist olivgrün bis weingelb und besteht aus einzelnen rundlichen Körnern oder feinkörnigen Aggregaten desselben. Akzessorische Gemengteile sind anzuführen. Relativ wenig Chromit mit bald stärkerem, bald schwächerem Metallglanz und spärlich zwischengeklemmte Feldspäte (?), noch sparsamer ist Magnetit eingestreut, demzufolge sich auch das Gestein in Bezug auf die Magnetnadel gänzlich indifferent verhält.

Von den drei Hauptgemengteilen überwiegt zuweilen der Diallag die beiden anderen Mineralien derartig, daß sich das Gestein einem Diallagit nähert, in anderen Gesteinspartien halten sich Enstatit und Diallag das Gleichgewicht, wozu noch der Olivin als gleichberechtigter dritter Faktor hinzukommt; zumeist entspricht jedoch das Mengenverhältnis der hier angeführten Reihenfolge gedachter Hauptgemengteile in absteigender Proportion.

Die Umwandlung des Bielenits in Serpentin beginnt mit dem Olivin, ergreift dann den Enstatit, während der Diallag am längsten Widerstand leistet, deshalb wir in der Serpentinmasse noch häufig unversehrten Diallagresten begegnen. —

Dünnschliffuntersuchung des Bielenits vom großen Lerchberg.

Im Dünnschliff wird der makroskopische Befund bestätigt, denn wir finden, daß das Gestein zum größten Teil frisch erhalten und Serpentinisierung nur im geringen Maße um sich gegriffen hat. Wir machen ferner in Uebereinstimmung mit obigen Beobachtungen die Wahrnehmung, daß die Zusammensetzung dieses hochwertigen Gesteins die drei Hauptkomponenten — ihrer Menge nach geordnet: Diallag, Olivin und Enstatit ausmachen, dagegen der Andiopsid hier gänzlich fehlt, was ein so wesentlich verschiedenes Dünnschliffbild ergibt, daß wir das Gestein unmöglich mit dem Lherzolith in einen Topf werfen können, sondern hierfür den Artnamen: Bielenit in Vorschlag bringen, und zwar nach dem zweiten Hauptflusse des Verbreitungsgebietes vorliegender Gesteine: „Die Biele“ und der danach benannten Berggruppe, dem Bielengebirge¹⁾, um nicht jedesmal die grundlegenden Merkmale dieses ternären Peridotittypus aufrechnen zu müssen. Die gedachten drei Komponenten erscheinen u. d. P. M. in geradezu sinnverwirrender Mannigfaltigkeit und Abwechslung miteinander verwachsen. —

Der an Menge vorwaltende Diallag ist in sehr unregelmäßigen Kristalloiden, beziehungsweise Körnern vertreten, darunter solche, welche nach der Klioachse ungewöhnlich langgestreckt sind; wie wir uns an zahlreichen Basisschnitten überzeugt haben, ist stets eine ausgezeichnete Spaltbarkeit nach (110), welche sich bis zur Feinfaserigkeit steigert, sowie eine gleich vollkommene Teilbarkeit nach (100) vorhanden, Spaltrisse parallel (001) in vielen Schnitten wahrnehmbar; Zwillingsbildungen nach (100) selten, aber im einzelnen Falle mehrfach wiederholt. Durchwachsungen mit Enstatit liegen in diesem Diallag nicht vor, dagegen öfters solche mit Olivin, welcher den Spaltrissen nach (100) des Diallags eingelagert erscheint. Das Relief des Diallags ist höher als das des Olivins, das erstere wird erst bei stärkerer Kondensorenkung deutlich $n = 1.69$; die Doppelbrechung nach Maßgabe der Interferenzfarben am Anfange der II. Ordnung und Ende der I. Ordnung $\gamma - \alpha = 0.024$ auf Schnitten nach (010) bis (110); dagegen auf solchen nach (100) $\beta - \alpha$ aber nur 0.003, daher die lavendelgrauen Interferenzfarben. Die spitze positive Bisektrix c schließt mit c den $\angle = 38.5^\circ$ ein, und zwar gemessen im stumpfen Winkel β . Die Farbe des Diallags im Schliff ist graugrün bis farblos, der Pleochroismus c grünlich bis lauchgrün, $b = a$ farblos.

In der Gesellschaft des Diallags wurde ein feinstrahliger, beziehungsweise feinfaseriger blaßgrünlicher Aktinolith beobachtet, dessen Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.027$ beträgt, während die Auslöschungsschiefe $c : c = 15^\circ$ im spitzen Winkel β gemessen wurde. Derartige Aktinolithfasern nehmen stellenweise dergestalt zu, daß sie im Dünnschliffbilde sofort auffallen. Es ist wahrscheinlich, daß ein Teil dieser Umwandlungsprodukte von Diallag abstammt.

¹⁾ Siehe bei J. Guckler, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1897, Bd. 47, pag. 189.

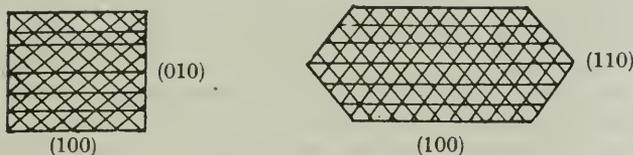
Der Olivin, welcher zum Teil der Serpentinisierung anheimgefallen ist, zeigt soweit er noch erhalten eine hochgradige Zerklüftung seiner zahlreichen bald größeren, bald kleineren zugerundeten Körner, derselbe ist demzufolge zumeist zu einem Olivinrus zerfallen, was bis zur Nachahmung von Mörtelstruktur fortschreitet. Es sind daher vollständig erhaltene Olivinindividuen, an welchen wir deren Physiographie studieren könnten, relativ selten, gleichwie Kristalle gänzlich fehlen. Vollkommene Spaltbarkeit in groben Spaltrissen nach (010) ist stets vorhanden, solche nach (001) da und dort angedeutet, sowie grobe Quersprünge annähernd $\perp c$ häufig sind. Im Schlicke meist farblos, selten gelblichgrün infolge beginnender Umwandlung; Lichtbrechung bedeutend, jedoch geringer als im Diallag, daher wohl hohes Relief und runzelige Oberfläche, aber geringer als im letzteren, dagegen die Doppelbrechung stark, und zwar in Basischnitten $\gamma - \alpha = 0.036$, daher die dunkelviolettroten und orangegelben Interferenzfarben am Ende der II. Ordnung, ferner auf (010) nur 0.019 und auf (100) nur noch 0.017, also halbgroße Differenz der Brechungssexponenten, was braungelbe Interferenzfarben ergibt.

Aehnlich wie beim Diallag finden wir an der Peripherie der Olivinindividuen und auf den Zerklüftungsflächen fortschreitend Umwandlung in faserige und strähnige Aggregate eines farblosen bis blaßgrünen Aktinoliths, dessen Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.027$ und die Auslöschungsschiefe $c : c = 15^\circ$ gefunden wurde. Solche Wucherung kann bisweilen bloß einzelne Teile, fortschreitend auch ganze Individuen des Olivins erfassen und bis zur Unkenntlichkeit verändern.

Der rhombische Pyroxen ist meist als Enstatit anwesend, wir werden uns unten folgend überzeugen, daß ein Teil davon dem Hypersthen zugerechnet werden muß. Die Form des Enstatits entspricht bei den großen Kristallen langgestreckten Prismen, während die

Fig. 25.

Basisschnitte des Enstatit aus Bielenit. Niklesgraben.



kleinen Kristalle gedrungene Prismen bilden, begrenzt von $\infty P \infty (100)$. $\infty P \infty (010)$ oder aber $\infty P \infty (100)$. $\infty P (110)$ mit pyramidalen Zuschärfung an den beiden Enden, zumeist aber dortselbst serpentinisiert, wo dieser Prozeß beginnt. (Siehe die obenstehende Abb. 25.) Basisschnitte zeigen ungefähr rechtwinkelig kreuzende grobe Spaltrisse nach (110) und eine nicht immer vorhandene oder absätzig Teilbarkeit nach (100). Sehr charakteristisch für den Enstatit ist die starke Torsion seiner Kristalle, was wir sehr gut an dem gewundenen Verlaufe seiner Spaltrisse und dessen Einschüssen ver-

folgen können, welche parallel den Spaltrissen eingelagert erscheinen, alsdann solche Kristalle Strängen ähnlich werden. Der Enstatit ist im Schlicke farblos, von mittlerer Lichtbrechung $n = 1.67$, Doppelbrechung auf (010) $\gamma - \alpha = 0.008$, also recht schwach, daher Interferenzfarben etwas niedriger als Quarz, dagegen auf (100) bloß 0.005 und auf (001) nur 0.004, was unter \times Nicols lavendelgraue Farbtöne gibt.

Der in Begleitung des Enstatits auftretende Hypersthen zeigt in morphologischer Hinsicht dieselbe Ausbildung wie der Enstatit, ebenso die gleiche Spaltbarkeit des letzteren; im Schlicke auffälligerweise gleichwie der Enstatit farblos, Lichtbrechung jedoch höher als im Enstatit $n = 1.70$, desgleichen auch die Doppelbrechung stärker, und zwar nach Maßgabe der braungelben Interferenzfarben in Schnitten nach (010) $\gamma - \alpha = 0.014$. Ist im Enstatit $c =$ spitze positive Bisektrix, erscheint im Hypersthen $a =$ spitze negative Bisektrix, daher optischer Charakter negativ, im Gegensatz zu dem optisch positiven Enstatit. Beide rhombische Pyroxene gehören einer Reihe an, so daß zwischen Enstatit und Hypersthen allmähliche Uebergänge bestehen.

Besonderes Interesse ist geknüpft an die zahlreichen, den Spaltrissen nach (100) eingelagerten opaken Lamellen von Ilmenit, welche fast in keinem der vielen Enstatit- und Hypersthen-Schnitte fehlen. Daß in diesem Falle tatsächlich Ilmenit vorliegt, erkennen wir mit Sicherheit daran, daß ein namhafter Teil dieser gesetzmäßig eingeschalteten Ilmenitlamellen bereits ganz oder teilweise in Titanit von höchster Licht- und Doppelbrechung umgewandelt ist, wobei der gedachte Prozeß in den Lamellen von innen nach außenhin fortschreitet. —

Die gesetzmäßig eingeschalteten Diallaglamellen, durch welche der Enstatit in den Gesteinen des Liegendzuges ausgezeichnet ist, und dort allgemein verbreitet sind, vermissen wir in unserem Ursprungsgesteine bezeichnenderweise, weil es zur selbständigen Kristallisation des Diallags gekommen ist. Endlich ist es für die Hauptgemengteile unseres Bielenit charakteristisch, daß speziell am Diallag und Olivin allgemein die Erscheinungen magmatischer Korrosion deutlich zu erkennen sind, weil Kristalle und Körner derselben an der Peripherie mehr oder weniger abgenagt erscheinen, wodurch die Individuen oft die bizarrsten Formen annehmen und wenig scharfe bis undeutliche Konturen aufweisen.

Der Chromit bildet dem Ilmenit ähnliche schlackenartige Formen, er ist opak mit braunen Rändern und massenhaft sowohl im Olivin und reinem Serpentin als auch im Diallag ausgeschieden. Der Ilmenit ist mehrfach mit Rändern von weißem, stark licht- und doppelbrechenden Leukoxen versehen. Magnetit ist in einzelnen Kriställchen und Körnern in allen drei Hauptgemengteilen in mäßiger Menge eingestreut.

Der Serpentin der Bielenitschliffe vom großen Lerchberg ist im Auffalllicht hellgrün, im Durchfalllicht farblos, seine Lichtbrechung ist gleich der des Kanadabalsams $n = 1.54$, die Doppelbrechung nach Maßgabe der einheitlichen graublauen Interferenzfarben

$\gamma - \alpha = 0.005$; nach seinem mikroskopischen Kleingefüge müssen wir ihn dem parallelfaserigen Mikrometaxit zurechnen. — Dazwischen finden wir mit dem Serpentin innig verwachsen den Chrysotil, welcher sofort durch seine hohe Doppelbrechung, seine überaus feine Parallelfaserigkeit und seinen schichtenförmigen Aufbau auffällig wird. Die Lichtbrechung ist im Chrysotil gleich derjenigen des Kanadabalams $n = 1.54$, dagegen die Doppelbrechung nach Maßgabe der hellgelben Interferenzfarben dem Exponent $\gamma - \alpha = 0.011$ entspricht. — Im Anfangsstadium der Serpentinisierung erkennen wir noch deutlich die Körner des Olivinruses, was Maschenstruktur zur Folge hat, gleichwie wir auch die prismatischen Formen des Enstatits im Serpentin wiederfinden, bis bei weiter fortschreitendem Prozeß die Kornverdichtung stetig weiter zunimmt und nichts mehr an den früheren Mineralbestand erinnert; nur der Diallag ist davon noch ziemlich verschont geblieben.

Die ursprüngliche Struktur des Gesteins ist eine richtungslos hypidiomorphkörnige; die Ausscheidungsfolge der Komponenten: Erze, Diallag, Olivin und zuletzt Enstatit. Der Grund für die Ausscheidung des Diallags vor Olivin dürfte wohl durch seine größere Masse bedingt gewesen sein. —

c) Serpentinfels am Hohenstein im Niklesgraben.

Gleichwie am großen Lerchberg kommen auch hier Gesteine vor, deren Serpentinisierung mehr oder weniger weit fortgeschritten ist, in anderen noch stärker zurückgeblieben und das Ursprungsgestein selbst bei makroskopischer Beobachtung noch relativ gut erhalten scheint.

Der Serpentinfels hat auch am Hohenstein die bereits oben geschilderte physikalische und morphologische Beschaffenheit, nur ist derselbe hier bedeutend reicher an Magnetit als der vorige, daher eine nicht unbedeutende Einwirkung auf die Magnetnadel äußert; auch ist der Magnetismus ein polarer, jedoch weist er nicht jene Intensität auf, wie wir solche zum Beispiel am Weigelith und den Marchitserpentin von Kratzdorf und Großwürben zu beobachten Gelegenheit hatten. Faseriger Chrysotil fehlt auch dem Serpentinfels vom Hohenstein nicht. —

Von den Ursprungsmineralien ist noch zu erkennen: viel rundkörniger Olivin oder feinkörnige Aggregate desselben; ferner langprismatischer Enstatit, der infolge seiner dichtgedrängten Spalt-
risse nach (110) feinfaserig wird und auf (100) starken Perlmutterglanz entwickelt; dagegen scheint Diallag, beziehungsweise Diopsid zu fehlen. — Umwandlung beider Ursprungsmineralien in Serpentin ist insbesondere deutlich zu verfolgen an dem dünnstengeligen Enstatit, dessen Stengel allmählig im Serpentin verschwinden; dessenungeachtet ist die Menge der frischerhaltenen Ursprungsmineralien, insbesondere des Enstatits im vorliegenden Gestein nicht unbedeutend.

Im ganzen Gestein verteilt begegnen wir häufig Nestern von feinkörnigen, zum Teil auch schuppigen Aggregaten und oktaedrischen Kriställchen des Chromits, dessen Farbe einsenschwarz und braun-

schwarz bei starkem Metallglanz. U. d. M. erkannte ich zumeist O (111) sowie auch $O \cdot \infty O \infty$ (111). (100). Ueberhaupt sind die Serpentinfelse des Niklesgrabens im Vergleich zu den anderen Serpentinfelsen auf unserem Gangzuge auffallend reich an Chromit; Akzessorisch ist, wie bereits oben auseinandergesetzt, Magnetit; ferner Beschläge und Ueberrindungen von Kalzit und amorphe Kieselerde, die wahrscheinlich zum Opal gehört; stellenweise häufen sich solch sekundäre Ausscheidungen besonders an und sind im Gestein allgegenwärtig. Feldspäte scheinen auch diesem Vorkommen ganz zu fehlen. —

d) Bielenit am Hohenstein im Niklesgraben.

Gleichwie am großen Lerchberg, stieß Verf. auch am Hohenstein auf mehrere umherliegende, viele Kubikmeter große Blöcke des Ursprungsgesteins, das sich schon makroskopisch als ein schwarz-graues feinkörniges Gemenge mannigfaltiger Pyroxene zu erkennen gab, also kein Serpentinfels vorliegt, mit diesem jedoch durch alle möglichen Uebergänge verknüpft ist. U. d. binok. M. an Streupräparaten tritt uns ein hochinteressantes, innig verfilztes Gewebe von herrschenden Pyroxenen entgegen. Es ist wesentlich ein grünlich- und gelblichweißer Enstatit mit stark perlmutterglänzendem Diallag verwachsen. Letzterer ist durch seine Teilbarkeit nach (100) und dessen Glanz charakterisiert; dagegen die Kristalle des Enstatits durch die kurz- bis langsäulige Form $P \infty$ (100). $\infty P \approx$ (010), ihre vollkommene Spaltbarkeit nach (110) und durch eine solche nach (001) sowie Querabsonderung senkrecht c ausgezeichnet sind. Die Enstatitsäulen werden zuweilen terminal von einem konvex abgerundeten oP (001) begrenzt. Beide Pyroxene sind miteinander derartig verwachsen, daß ihre Trennung auf Schwierigkeiten stößt. — Als dritter wesentlicher Gemengteil beteiligt sich auch in diesem Gestein ein olivgrüner bis gelbgrüner rundkörniger Olivin mit vorwaltend größeren Körnern, doch ist bereits ein Teil dieses Olivins auf dem Wege der Umwandlung zu Serpentin ungleich weit fortgeschritten. Wo die Serpentinisierung beginnt, dort finden sich auch die Nester von körnigem, schuppigem und oktaedrischem Chromit, jedenfalls ein Ausscheidungsprodukt des im Olivin steckenden Chrom- und Eisengehalts. Sämtliche Hauptgemengteile enthalten etwas Magnetit eingesprengt; die Menge des im Serpentin sekundär ausgeschiedenen Magnetits, der auch die Maschenschnüre bildet, ist natürlich viel größer. Schon u. d. binok. M. gelingt die Feststellung, daß die Pyroxene in unserem frischen Gestein auf die Zwickel zwischen den großen unversehrten, halb- oder ganzserpentinisierten Olivinkörnern beschränkt sind, es wäre dies also jene Interstratallstruktur, wie wir sie auch an den Peridotiten des Liegendzuges beobachtet haben und wie man sie an jedem Diabas zu sehen Gelegenheit hat.

Durch obige Ergebnisse der makroskopischen Untersuchung ist festgestellt worden, daß das Ursprungsgestein am Hohenstein ebenfalls ein Bielenit ist, der zum größten Teile der Serpentinisierung anheimgefallen ist, dessenungeachtet ist noch genug frisches Gestein

erhalten geblieben, um auf das früher herrschende Ursprungsgestein rückschließen zu können.

Gleichwie die Serpentinfelse des Liegendzuges, bedecken sich die Serpentinfelse im Niklesgraben am Tage den Atmosphärien ausgesetzt, an ihrer Oberfläche rings umher mit einer 3 bis 10 mm dicken graulichweißen Verwitterungsrinde, welche wesentlich aus Leukophit (Weißserpentin) besteht, im Gegensatz zu dem düsteren und schwarzgrünen gemeinen Serpentin. Der Leukophit zeigt zum Teil die typische Maschenstruktur des Olivinserpentin, worin man Säulen des Enstatits oder Kristalloide des Diallags von gutem Erhaltungszustande erblickt oder derselbe besitzt die regellose und enge Maschenstruktur des Pyroxenserpentin, wenn auch Enstatit und Diallag der Serpentinbildung zum Opfer gefallen sind. Durch die Verwitterung wird auch in diesem Falle die sphäroidische Grundanlage des Serpentin, so recht offenbar und kann alsdann im Leukophit um so besser erkannt werden.

e) Der Dunitstock am kleinen Lerchberg, Niklesgraben.

Gegenüber dem großen Lerchberg, getrennt durch den Niklesgraben, fand ich auf dessen Rechtsgehänge, beziehungsweise dem kleinen Lerchberg in der sogenannten Waldstrecke „Auf der Laimgrube“¹⁾ zu meiner nicht geringen Ueberraschung keinen Serpentin, sondern ein frisches, sehr feinkörniges Gestein grauer und grünlichgelb melierter Färbung, das bei makroskopischer Betrachtung sofort als Peridotit erkannt wurde und das nur im untergeordneten Maße parziell der Serpentinisierung unterworfen war. Die geologische Erscheinungsform ist gleichwie bei den anderen Vorkommen des Niklesgrabens, die eines stehenden Stockes, welcher den kleinen Lerchberg zusammensetzt, der zur Gänze aus solchem frischem Peridotit besteht. —

Die Untersuchung u. d. b. M. an Streupräparaten ergab alsdann, daß den Hauptgemengteil des Gesteins Olivin bildet, hierzu gesellt sich als Nebengemengteil etwas Diallag und zuletzt in reichlicher, jedoch schwankender Menge Chromit; Magnetit ist bloß akzessorisch eingesprengt, demzufolge sich das Gestein in Bezug auf die Magnetnadel gänzlich indifferent verhält. — Es kann also kein Zweifel darüber bestehen, daß wir es im vorliegenden Falle mit einem echten Dunitkörper zu tun haben, welcher uns die merkwürdige Spaltfähigkeit des peridotit- und pyroxenitischen Magmas mit seiner vielgestaltigen Mannigfaltigkeit deutlich vor Augen führt. —

Der Olivin ist grünlichgelb und hellgelb bei starkem Glasglanz, er bildet große Kristallindividuen und unregelmäßige Körner, welche in ein Aggregat kleinster Körner aufgelöst erscheinen, Spaltbarkeit vollkommen parallel (010), unvollkommen nach (001) sowie unregelmäßige Zerklüftung. Wahrscheinlich ist, daß der braungelb gefärbte Olivin dem eisenreichen Hyalosiderit beizuordnen wäre? Dagegen

¹⁾ Diese, sowie alle übrigen Lokalitätsbezeichnungen im Niklesgraben sind den fürstlich Liechtenstein'schen Forstkarten entnommen und können auf Zuverlässigkeit von alters her Anspruch erheben.

der Diallag olivgrün, graugrün bis grünlichweiß gefärbt ist, mit ausgezeichneter Teilbarkeit nach (100), daher auffallend klein- und dünnblättrig wird, auf letzterer Fläche verbreitet sich starker metallartiger Perlmutterglanz. Das Mengenverhältnis von Olivin und Diallag schwankt in den verschiedenen Stufen und deren Fundorten (Steinbrüche und natürliche Felsanstände) in ziemlich weiten Grenzen. Der Olivin wird da und dort mit vereinzelt Säulchen des Enstatits durchspießt, so wie auch der Diallag mitunter Umwandlung in Hornblende eingeht. — Die Menge des Chromits ist auch im vorliegenden Gestein bedeutsam; derselbe besteht aus feinkörnigen bis feinschuppigen, untergeordnet oktaedrischen Aggregaten von schwachem Metallglanz und eisenschwarzer bis tiefbrauner Farbe, er bildet zahlreiche kleine Nestchen sowohl im Olivin als auch im Diallag und gibt sich dadurch als Erstausscheidung kund. — Der in diesem Gestein bloß eine untergeordnete Rolle spielende Serpentin ist wohl zumeist aus dem Olivin hervorgegangen, derselbe ist berggrün bis graugrün, glanzlos, matt und dicht; er unterscheidet sich übrigens in keiner Weise von den anderen bisher beobachteten Olivinserpentin.

Dünnschliffbild des Dunitz vom kleinen Lerchberg.

Im Dünnschliff u. d. P. M. finden wir, daß der Olivin tatsächlich als einziger Hauptgemengteil das mikroskopische Bild beherrscht und ungefähr mit 90% an der Gesteinsmasse beteiligt ist; — untergeordnete primäre Nebengemengteile sind anwesend, Diallag, im Olivin porphyrisch ausgeschieden, ferner große Einzelkristalle der farblosen Hornblende (Achromait), im Olivin eingeschlossen, außerdem klein gediehene Enstatite und endlich viel Chromit, geringe Mengen von Ilmenit und Magnetit; die Erze hauptsächlich im Olivin ausgeschieden. Von sekundären Neubildungen sind anzuführen: Aktinolith nebst Asbest, Antigorit, Chrysotil und gemeiner Serpentin und endlich kleine Titanite. Wir wollen nun an die nähere Betrachtung der Komponenten gehen.

Was den einzigen Hauptgemengteil, den Olivin betrifft, so konstatieren wir sofort die auffällige Tatsache, daß derselbe durchwegs zu einem feinkörnigen Grus aufgelöst erscheint; die zahllosen Körner sind farblos, besitzen ein auffallend hohes Relief und breite dunkle Ränder der Totalreflexion, auf hohe Lichtbrechung hinweisend; dazwischen verbreitet sich auf den zahllosen Spaltrissen und Sprüngen eine gelbgrüne, niedriger brechende Olivinsubstanz, welche homoox erscheint und wahrscheinlich zum Villarsit gehört, welcher den Beginn der Umwandlung auf dem Wege nach dem Serpentin anzeigt. Nur mit Mühe gelingt es stellenweise nach Maßgabe der gleichen optischen Orientierung die unversehrten ganzen Olivinkristalle zu rekonstruieren und wir sehen an den scharf zugespitzten Basisschnitten mit der höchsten Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.036$, daß die Kristalle vor ihrer Zerstörung von $\infty P \infty (100) \cdot \infty P (110)$ begrenzt waren, versehen mit groben Spaltrissen nach (010) und groben Sprüngen ungefähr parallel (100). Auf dem daraus entstandenen Geäder wurde der Villarsit weiterschreitend zu Antigorit, Chrysotil und gemeinen

Serpentin umgewandelt, sowie auch der Zerfall des Olivins zu feinkörnigem Grus stetig weiter fortgeschritten ist. Die Bildung dieses Olivingruses ist also kaum das Resultat mechanischer Einwirkungen, demzufolge auch undulöse Auslöschung, beziehungsweise Kataklase nicht beobachtet wurde; es bliebe wohl unverständlich, warum die im Olivin eingeschlossenen Diallage und Hornblenden nicht auch der Vergrusung anheimfielen?

Im Olivingrus liegen größere Ausscheidlinge von Diallag in zugerundeten Körnern und quadratischen sowie rechteckigen Kristallschnitten gleichsam porphyrisch ausgeschieden; charakteristisch für denselben ist die vollkommene Teilbarkeit nach (100), markiert durch scharfe parallele und geradlinige Spaltrisse; in Basisschnitten wurde sodann festgestellt, daß diese letzteren den Winkel der prismatischen Spaltrisse nach (110) genau halbieren. Lichtbrechung etwas größer als im Olivin, demzufolge höheres Relief und runzelige Oberfläche; Doppelbrechung auf (010) $\gamma - \alpha = 0.024$, dagegen auf (100) aber nur 0.007 was klargraue Interferenzfarben gibt. Die Auslöschungsschiefe beträgt $\angle c:c = 38^\circ$ im stumpfen Winkel β gemessen. Durchwachsungen mit Enstatit sind nicht vorhanden, dagegen finden wir zahlreiche kleine Olivinkörner darin eingewachsen, außerdem sind alle Diallagschnitte mit Magnetit reichlich eingesprengt. —

In dem herrschenden Olivingrus ebenfalls porphyrisch ausgeschieden, finden wir ferner große zugerundete Körner und Kristalle einer farblosen, nicht pleochroitischen Hornblende begrenzt entweder bloß von $\infty P(110)$ oder $\infty P(110) \cdot \infty P \infty (010)$, was wir an Basisschnitten feststellen konnten, sowie die ausgezeichnete Spaltbarkeit nach dem Amphibolprisma $\angle = 124.5^\circ$. Diese selbständige Formenentwicklung unserer Hornblende spricht jedenfalls für primäre Entstehung und gegen eine Neubildung auf Kosten des Diallags. Die Lichtbrechung ist bedeutend geringer als im Diallag und zwar $n = 1.64$, jedoch die Doppelbrechung etwas stärker, und zwar $\gamma - \alpha = 0.027$; ferner wurde die Auslöschungsschiefe $\angle c:c = 26^\circ$ im stumpfen Winkel β gemessen, also abnorm hoch gefunden, wodurch diese Hornblende dem Hastingsit nahe stehen würde, wenn nicht ihre Farblosigkeit sowie mangelnder Pleochroismus dagegen streiten möchte; nur stellenweise konnte ein sehr schwacher Pleochroismus erkannt werden: a farblos, b blaßgrünlichgelb, c unbekannt; demzufolge müssen wir auch diese Hornblende dem Achromait beordnen.

Der Enstatit in diesem Gestein ist spärlich und in auffallend kleinen farblosen Kristallen vertreten, er hält sich gewöhnlich in der Nähe der Erze auf, mit welchen er vielfach verwächst. Auch in diesem Gestein kommt in der Gesellschaft des Enstatits der farblose Hypersthen vor, welcher durch den optisch negativen Charakter sowie seine höhere Doppelbrechung gekennzeichnet ist; beide Pyroxene sind miteinander innig verwachsen und durch Uebergänge zu einer Reihe verknüpft, gleichwie sie auch die bekannten gesetzmäßig nach (100) eingeschalteten Ilmenitlamellen enthalten. —

Die Heimat der primären Erze, speziell des Chromits ist der Olivin, worin er sich in großer Menge ausgeschieden hat; der erstere enthält auch Einschlüsse von Olivin, was für die fort-

dauernde Ausscheidung der Erze wichtig erscheint. Im Gestein hier und dort zerstreut beobachten wir Titanit von höchster Licht- und Doppelbrechung, welcher wohl aus Ilmenit umkristallisierte.

Neubildungen.

Unter diesen nimmt unser Interesse zunächst der Aktinolith in Anspruch, der teils in lanzettförmigen Einzelkristallen mitten im Olivingrus eingeschlossen ist, teils aber zu ganzen Bündeln vereinigt an der Peripherie des Olivins gegen Antigorit, beziehungsweise Serpentin liegt oder von den beiden letzteren rings umschlossen wird. Die spießigen Kristalle des Aktinoliths haben die allgemeine Gestalt eines Weberschiffels, sind nach c sehr lang gestreckt, an den beiden Enden länglich zugespitzt und zeigen grobe Quersprünge $\perp c$. Im Schliß vollständig farblos, Lichtbrechung abnormal stark, demzufolge hohes Relief $n = 1.625$, Doppelbrechung ungewöhnlich stark, und zwar nach Maßgabe der violettroten Interferenzfarben am Ende II. Ordnung $\gamma - \alpha = 0.033$; weiters wurde die Auslöschungsschiefe $c : c = 14$ bis 15° im stumpfen Winkel β gemessen. Zuweilen werden solche Aktinolithaggregate sehr feinfaserig und bilden alsdann einen asbestähnlichen feinhaarigen Filz. Aller Wahrscheinlichkeit nach ist der Aktinolith sekundär aus dem Olivin entstanden, zu einer Zeit, als die Antigorit-, beziehungsweise Serpentinbildung noch nicht begonnen hat. —

Zum ersten Male begegnen wir in unseren mannigfaltigen Gesteinen hier dem Antigorit. Derselbe ist an den Olivin, beziehungsweise dessen Peripherie gebunden und besteht aus teils parallel geradlinigen, teils vielfach gekrümmten sowie auch rosettenförmig geordneten Blättchen, welche auf zwei aufeinander senkrechten Richtungen hin optisch orientiert sind. Die Blättchen sind optisch zweiachsig, die negative Bisektrix steht senkrecht auf der Blattfläche. Die Spaltung geht parallel (100), es ist also $a = a$, $b = c$, $c = b$, demzufolge optischer Charakter des Minerals negativ, im Gegensatz zu dem positiven Chrysotil. Im Schliß ist der Antigorit gelblichgrün, der Pleochroismus kräftig lauchgrün, wenn das Licht parallel, farblos wenn es senkrecht zu den Spaltflächen schwingt. Nachdem das Relief erst bei völliger Kondensoren senkung deutlich wird, ist die Lichtbrechung schätzungsweise $n = 1.6$, die Doppelbrechung nach Maßgabe der hellgelben Interferenzfarben $\gamma - \alpha = 0.010$, also dem Enstatit entsprechend.

Die Bildung von gemeinem Serpentin hat in diesem Gestein nur im relativ beschränkten Maße um sich gegriffen, wo das der Fall, läßt er noch unter \times Nicols die Konturen des Olivingruses deutlich erkennen; mit der fortschreitenden Körnerverdichtung verschwinden jedoch die gedachten Umrisse und gehen in der aus Faserbalken zusammengesetzten Serpentinmasse auf, deren Lichtbrechung, gleich der des Kanadabalsams, die Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.005$ nach dem graublauen Interferenzfarbenton ist.

Bezüglich der Struktur des Nikleser Dunits wurde die Feststellung gemacht, daß der Diallag sowohl als auch die Hornblende

porphyrisch unter den Olivinaggregaten auftreten, was zu der weiter oben auch am Bielenit beobachteten ophitischen Struktur führt. Die Ausscheidungsfolge ist also: Erze, sodann Diallag und Hornblende (Achromait) vor Olivin.

Wir staunen über die Spaltungsfähigkeit des peridotitischen Magmas, welches auf so kurze Entfernung die Tatsache zuwege brachte, daß östlich des Niklesgrabens Bielenit, westlich des letzteren Dunit auskristallisierte. Ebenso auffallend und widerspruchsvoll ist die weit fortgeschrittene Serpentinisierung des Bielenits und der relativ frisch erhaltene Zustand des benachbarten Dunits. —

f) Niklesitserpentinfels auf der Höhe „Bei den borbesen Katzen“.

Ein neuer Pyroxenit: Andiopsid, Enstatit und Diallag.

Am Linksgehänge des Niklesgrabens verbleibend und auf dem allgemeinen Streichen gegen NNO fortschreitend, gelangen wir auf jenen dominierenden Bergkegel, der in den Forstkarten mit dem fragwürdigen Namen: „Bei den borbesen Katzen“ belegt ist; derselbe liegt hinter dem vorhin genannten kleinen Lerchberg und bildet einen gewaltigen Serpentinstock, von Biotitaugengneis umschlossen; worin man schon makroskopisch zahlreiche Enstatit- und Diallag-Individuen erkennt; ferner sehen wir vielen nestförmig ausgeschiedenen Chromit. Auf den Strukturflächen finden sich sekundäre Ueberrindungen von weißem Kalzit, zum Teil in der Form steiler, spitzer Rhomboeder kristallisiert und zu Drusen verbunden. Uebrigens hat dieser dunkelgrüne Serpentinfels äußerlich viel Aehnlichkeit mit dem Gestein vom großen Lerchberg und dem Hohenstein, dessenungeachtet hat er eine wesentlich andere mineralische Zusammensetzung.

Bei der Untersuchung u. d. binok. M. an Streupräparaten nimmt die Menge der erhalten gebliebenen Ursprungsmineralien bedeutend zu und wir erkennen, daß sich an der Zusammensetzung des Ursprungsgesteins nach ihrem abnehmenden Mengenverhältnis wesentlich: Diallag und Enstatit beteiligen, den Andiopsid vermögen wir vom letzteren nicht zu trennen, dagegen der Olivin nur im untergeordneten Maße vertreten ist. Obwohl das Mengenverhältnis von Diallag zu Enstatit Schwankungen unterworfen ist, derart daß bald der Diallag, bald der Enstatit vorwaltet, so herrscht dessenungeachtet zumeist der erstere vor; er ist stets durch seine Teilbarkeit nach (100) auffällig, was die blätterige Struktur seiner Körner und Kristalloide bedingt; auf letzterer Fläche liegt in der Regel ein metallischer Schiller oder bloß metallartiger Perlmutterglanz; er ist mit graugrünllicher oder grünlichweißer Farbe durchsichtig. — Der Enstatit ist als kurz- und langprismatische Säulen kristallisiert, er ist durch seine Spaltbarkeit nach (110) und Querabsonderung annähernd nach (001) charakterisiert sowie die dadurch bedingte faserige Struktur als auch starkem Perlmutterglanz ausgezeichnet. — Der Olivin ist nur in wenigen, meist größeren Körnern und Kristallen vertreten; durch Verwitterung matt und gelblich, übrigens ähnlich den übrigen Vor-

kommen auf unserem Gangzuge, ohne etwas bemerkenswertes Neues darzubieten.

Der Hauptgemengteil unseres Niklesitserpentins ist natürlich der Serpentin, der jedoch das wiederholt, was wir bereits an den übrigen Vorkommen des Niklesgrabens beschrieben haben. Die Menge der sekundären Regenerationen des dichten Serpentins zu faserigem Chrysotil ist in diesem Gestein bedeutsam; der letztere überzieht fast alle Strukturflächen, welche meist Harnischen gleichen oder er füllt die Spalten und Adern des Serpentins aus; seine abwechslungsreichen Farben sind schwarzgrün, weingelb und bläulichweiß. Auch dieser Serpentinfels enthält viele und größere Nester von eisenschwarzem und tiefbraunem Chromit ausgeschieden. Außerdem ist der Serpentin mit Magnetit eingesprengt, dessen Menge so gering ist, daß das Gestein ohne Einfluß auf die Magnetnadel ist. Der Diallag zeigt sich auch an diesem Gestein gegen Serpentinisierung weit widerstandsfähiger als die übrigen Komponenten. —

Dünnschliffbild von dem Niklesitserpentinfels.

U. d. P. M. finden wir, daß die Serpentinisierung in diesem Gestein ziemlich weit fortgeschritten ist und daß sich eigentlich nicht zu viele Reste der Ursprungsminerale erhalten haben. Dessenungeachtet ist ihre Menge hinreichend genug, um auf das Ursprungsgestein mit einiger Sicherheit schließen zu können, danach war dasselbe aus den folgenden primären Hauptgemengteilen zusammengesetzt, und zwar ihrem absteigenden Mengenverhältnis nach geordnet: Andiopsid, Enstatit und Diallag, akzessorisch ist Chromit, Ilmenit und Magnetit. Es liegt hier der interessante Fall vor, daß die beiden stofflich nahe verwandten, mikroskopisch-optisch sehr verschiedenen monoklinen Pyroxene, Andiopsid und Diallag gleichzeitig nebeneinander vertreten sind. Eine dergestaltige ternäre Kombination rhombischer und monokliner Pyroxene war bislang in der Pyroxenitenfamilie nicht bekannt und wird demzufolge für diesen neuen Pyroxenit der Kürze halber der Name Niklesit, nach dem Orte seines Vorkommens in Vorschlag gebracht. Die gedachten Pyroxene zeigen folgendes Verhalten:

Der Andiopsid ist im Schliffe farblos bis gelblichgrün; er zeigt keine Kristalle, sondern nur sehr unregelmäßige, durch die Serpentinisierung abgenagte oder mehr weniger zerstörte Individuen; diese besitzen ein parallelblättriges bis krummblättriges Kleingefüge und erscheinen dadurch hervorragend charakterisiert. Diese mikroskopisch feinen Lamellen, beziehungsweise Spindeln bestehen aus einer dem Diallag verwandten Substanz von etwas kleinerer, jedoch noch immer hohen Doppelbrechung und sind ihrem Wirth durchwegs parallel (110) eingewachsen. Die Lichtbrechung des Andiopsids ist relativ niedrig und schätzweise gleich derjenigen des Enstatits $n = 1.67$; dagegen ist die Doppelbrechung hoch $\gamma - \alpha = 0.030$, demzufolge die reingelben und orange gelben Interferenzfarben am Ende der II. Ordnung. Achsenebene ist (010), die Auslöschungsschiefe auf (010) $c : c =$

= 41° im stumpfen Winkel β , jedoch sind solche Schnitte selten. In den Basisschnitten bekommen wir die grobrissige Spaltbarkeit nach dem Pyroxenprisma zu sehen, sowie die Teilbarkeit nach (100) ebenfalls scharf ausgeprägt zu sein pflegt. —

Sehr charakteristisch sind die Verwachsungen des Andiopsids mit Lamellen des Enstatits, wobei (100) des ersteren parallel liegt mit (100) des letzteren, so wie auch die Prismenflächen beider zusammenfallen; diese Verwachsung tritt durch die große Differenz der Doppelbrechung auffällig hervor. Ebenso wichtig ist die Verwachsung des Diopsids mit vielen Lamellen des Ilmenits, welcher parallel den Spaltrissen nach (100) eingeschaltet; es ist dieselbe Erscheinung, die sich am Enstatit wiederholt; überhaupt kommen beide Minerale gern in die Nähe der Erze zu liegen. Andiopsid und Enstatit sind überall miteinander innig verwachsen, so zwar daß ihre Reste fast durch den ganzen Schliiff verbreitet sind, wo sie dem herrschenden Serpentin inliegen.

Bezüglich des Enstatits können wir uns auf die Schilderung bei den oben betrachteten Gesteinen des Niklesgrabens beziehen. Auch hier begegnen wir den unvollständigen, durch die Serpentinisierung verunstalteten Individuen, für welche der krummlinige und gewundene Verlauf der Spaltrisse nach (110) stets charakteristisch bleibt und auf tordierte Kristalle verweist, zumal auch undulöse Auslöschung auf mechanische Einwirkungen schließen läßt. In noch stärkerem Maße als Andiopsid ist der Enstatit mit vielen Ilmenitlamellen parallel (100) verwachsen, welcher in keinem Schnitte aus der Prismenzone fehlen und welche gegen die Kristallenden hin beiderseits auskeilen, also spindelförmig erscheinen. Außerdem begegnen wir im vorliegenden Enstatit ziemlich häufig der Einschaltung von Diallaglamellen in der bekannten gesetzmäßigen Weise, daß in Schnitten nach (100) beide Minerale gerade auslöschten, dagegen in solchen nach (010) die Lamellen des Diallags schief auslöschten, und zwar öfters symmetrisch nach den beiden Seiten von (100), weil sie in Zwillingstellung sich befinden. An die Stelle von Diallag kann auch Diopsid treten, jedoch ist diese Verwachsung dann allemal parallel gerichtet. —

Der Diallag kommt meist in gut erhaltenen rundlichen größeren Körnern vor, stets mit der für ihn charakteristischen vollkommenen Teilbarkeit nach (100) ausgestattet, deren Verlauf in Schnitten nach c , parallel der prismatischen Spaltbarkeit geht; außerdem ist daselbst eine absätzigte Spaltbarkeit parallel (001) in den meisten Schnitten zu bemerken. In Basisschnitten sehen wir die beiden ersteren Spaltbarkeiten durch grobe Spaltrisse markiert, und zwar derartig, daß die Spaltrisse nach (100) den prismatischen Spaltwinkel halbieren. Im Schliiff farblos bis blaßgraugrün; Lichtbrechung hoch, stärker als im Olivin $n = 1.69$; wegen der im Diallag enthaltenen massenhaften Punkteinschlüsse kommt die Höhe der, der Doppelbrechung entsprechenden Interferenzfarben nicht zur Geltung, sondern nur getrübe mißfarbige Töne. Achsenebene ist (010), schiefe Auslöschung beobachtet, jedoch fehlen geeignete Schnitte zu deren vollen Auswertung.

Verwachsungen des Diallags mit Enstatit nicht beobachtet, dagegen sind Einschlüsse des Andiopsids im Diallag häufig; die Punkteinschlüsse im Diallag dürften wohl staubförmig beigemengtem Ilmenit zuzuschreiben sein.

Außer den angeführten Hauptgemengteilen wurden in den Schliften auch da und dort einzelne Olivinkörner, als akzessorische primäre Gemengteile angetroffen. — Von den Erzen ist speziell der Chromit massenhaft im Andiopsid primär ausgeschieden, sekundäre Erzausscheidungen finden wir massenhaft im Serpentin, ohne aber die bekannten Maschen zu formen, vielmehr zu Streifen (Balken) geordnet oder zu Haufen versammelt.

Von den Neubildungen ist selbstverständlich gemeiner Serpentin als weitaus vorherrschender Hauptgemengteil zu nennen, bezüglich dessen Mikrostruktur hervorzuheben ist, daß er meist aus querfaserigen Balken besteht, die wir dem Metaxit zurechnen, dagegen die vielen radialfaserigen Körner dem Pikrolith beordnen. Im Anfangsstadium der Serpentinbildung können wir in der Anordnung der Faserbalken noch die langprismatischen Formen des Enstatits und Andiopsids, ja die Feinfaserigkeit des letzteren noch deutlich unterscheiden, bis auch diese in der einheitlichen Serpentinmasse aufgehen und mit der fortschreitenden Kornverdichtung die Doppelbrechung abnimmt, so wie die Menge der isotropen Balken in stetiger Zunahme begriffen ist. Nachdem der Olivin nur in vereinzelt kleinen Körnern vorkommt, so sind auch von Maschenstruktur kaum Spuren vorhanden; dasselbe gilt von der sogenannten Gitter- und Fensterstruktur, obwohl unser Serpentin hauptsächlich aus den obgeschilderten drei Pyroxenen entstanden ist. —

Wenn R. Reinisch in seinem trefflichen „Petrographischen Praktikum II“ (I. Aufl. 1904, pag. 104) sagt: „Die Maschenstruktur ist der Ausdruck der Chrysotilnatur, die Gitter- und Balkenstruktur für den Antigoritcharakter des Serpentins“, so ist das in dieser Allgemeinheit kaum richtig. Chrysotil ist an die Maschenstruktur ebensowenig als Antigorit an Gitter- und Balkenstruktur geknüpft. Maschenstruktur entwickelt sich sowohl in den Serpentin nach Peridotiten, als auch nach Pyroxeniten, dieselbe ist im Anfangsstadium von der Kristallform, der Spaltbarkeit und Zerklüftung der Ursprungsminerale abhängig, sie geht stetig fortschreitend der Kornverdichtung entgegen unter Zunahme der isotropen Balken, welche immer engmaschiger gestrickt erscheinen und führt endlich zur Ausbildung von sphäroidischer Mikrostruktur des gemeinen Serpentins, beziehungsweise des Leukophits. —

Verlassen wir den Niklesgraben und wenden uns auf dem allgemeinen Gebirgstreifen NNO gegen das obere Marchtal, wo es als Quertal ausgebildet unseren lakkolithischen Dioritgabbrogang durchschneidet, so würden wir auf jenes Serpentinvorkommen von Walbergsdorf nächst Mähr.-Woitzdorf stoßen, worüber der altbekannte Naturforscher F. Kolnati in seinem Werke: „Die Mineralien Mährens und Oesterr.-Schlesiens“ (Brünn 1854) pag. 59 berichtet, was folgt: „Bronzit blätterig im Serpentin von Walbergsdorf bei Goldenstein“ (?); ferner „Diallag großblätterig im Serpentin von Walbergsdorf

bei Goldenstein“ (?). Letztere Angabe ist sehr ungenau, denn Walbergsdorf liegt nicht bei Goldenstein, wohl aber ist, wie erwähnt, Mähr.-Woitzdorf der nächste größere Ort.

Verf. hat sich bemüht, dieses Vorkommen aufzufinden, doch waren alle seine diesfalls angestellten Bemühungen bei Walbergsdorf ohne Erfolg; auch die von dem Lehrer Herrn Rudolf Hanke in Goldenstein über meine Bitte gemachten Nachforschungen führten zu dem negativen Ergebnis, daß Serpentinfels bei Walbergsdorf nicht vorkommt. Es ist möglich, daß hier eine Verwechslung mit Weigelsdorf vorliegt?

Ueber den Bielenit im Steinbruche zwischen Wildschütz und Sörgsdorf.

Dieses altbekannte Vorkommen liegt südlich der Reichsstraße von Wildschütz nach Sörgsdorf, und zwar auf der Höhe bezeichnet mit Kote 350 m (der Spezialkarte 1:75.000). Der Aufschluß, ein kleiner Steinbruch, worin Straßenschotter gebrochen wurde, liegt ungefähr 300 Schritte von der gedachten Zahl 350 südlich entfernt, in der Nähe eines dort einschneidenden Wasserrisses.

A. v. Lasaulx¹⁾ hat dieses merkwürdige Gestein schon früher, und zwar als „Olivingabbro“ beschrieben, von dem er sagt, daß es makroskopisch als eine pechschwarze, dichte Masse erscheint, in der man vereinzelt weiße Flecken wahrnimmt, die u. d. M. als Plagioklas enthält werden. Derselbe unterscheidet zwei Ausbildungen des Gesteins, je nachdem zum Olivin und Diallag mit Hornblende noch Plagioklas als wesentlicher oder untergeordneter Gemengteil hinzutritt; akzessorisch werden Korund, Magnetit, Löllingit und Magnetkies angeführt. Der Olivin zeigt im Schliß einen Serpentinisaum, der oft ein dreifaches Stadium der Zersetzung erkennen läßt. Seit dieser Zeit ist dieses interessante Vorkommen der Wallfahrtsort zahlreicher Mineralogen und Petrographen.

Mit dem Gabbro von Sörgsdorf sind Amphibolite vergesellschaftet, die stellenweise ganz von Korund erfüllt sind; derselbe Olivingabbro weist auch serpentinierte Partien auf und durchbricht nach demselben Autor Hornblendegneis.

Nach J. Guckler²⁾ ist der gedachte Olivingabbro „an der Dioritgrenze emporgestiegen, rings um denselben stellen sich die serpentinierten Hornblendeschiefer, die oft Fleckschiefern ähnlich sehen, steil empor und fallen vom Kerne ab“.

Daß das in Rede stehende Gestein kein Gabbro ist, wie Lasaulx und Guckler meinten, dafür spricht nicht nur das hohe spezifische Gewicht desselben, die gegen Olivin und Diallag nebst Enstatit verschwindend kleine Menge Feldspat in dem weitaus überwiegenden Gesteinsanteil; durch die eisenschwarze Farbe ist das Gestein außerdem vielmehr einem Magneteisenerz, denn einem Gabbro ähnlich.

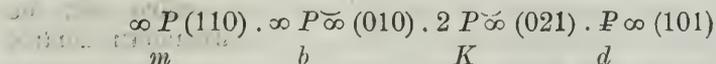
¹⁾ Jahresbericht der schlesischen Gesellschaft für vaterländische Kultur. Breslau 1875, pag. 59 und Jahrb. f. Min., Geol. u. Paläont. 1878, pag. 839.

²⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1897, 47. Bd., pag. 157.

Und in der Tat ist das Gestein sehr eisenreich, wie wir uns an der Hand der unten folgenden chemischen Analyse überzeugen werden; übrigens hat das in Rede stehende Gestein nicht entfernt die chemische Zusammensetzung eines Gabbros, sondern diejenige eines ultrabasischen Spaltungsproduktes von dioritisch-gabbroider Abstammung. Es ist entschieden ein Peridotit, der keineswegs vereinzelt dasteht, sondern im Zusammenhange mit den übrigen ultrabasischen Gliedern unseres peridotit- und pyroxenitischen Eruptionsgefollges betrachtet werden muß, in dessen langer Kette er bloß ein Glied bildet. Dieser höhere Zusammenhang war Lasaulx sowie Guckler gänzlich unbekannt. —

An dem reichlich aufgesammelten Stufenmaterial konnte ich makroskopisch unter Zuhilfenahme des binok. M. folgende Beobachtungen anstellen, und zwar sind die wesentlichen Komponenten dieses überaus feinkörnigen eisenschwarzen Gesteins Olivin und Diallag nebst faserigem Enstatit und wenig Plagioklas als Nebengemengteilen, da und dort wenig schwarzgrüne Hornblende, welche aus dem Diallag entstanden, eine große Menge Magnetit hauptsächlich im Olivin eingesprengt. —

Der Diallag ist olivengrün und grasgrün, im durchfallenden Licht grünlichweiß bis farblos, von ausgezeichneter blätteriger Teilbarkeit nach (100); meistens Körner, dagegen die Kristalle des Diallags lediglich kurze quadratische Pyroxenprismen zur Geltung bringen, auf (100) häufig aber nicht immer metallartiger Schiller. In mauchen Stufen bemerkt man noch eine zweite, und zwar schwarzbraune Varietät des Diallags, in welcher nestförmig lauchgrüner Diallag verteilt erscheint. In anderen Stufen nimmt die Menge des Diallags stark zu, derselbe wird großblättrig glimmerähnlich, zumal sich zu der Spaltung nach ∞P (110) und der vollkommenen Teilbarkeit nach (100) auch noch eine solche nach (001) gesellt, dann die dünnen hellgrünlichen bis farblosen Spaltblättchen oktagonale von ∞P (110). $\infty P \infty$ (100) begrenzt erscheinen (siehe Skizze Fig. 26). — Der Olivin ist zumeist in gerundeten Körnern mit geringer Spaltbarkeit oder unregelmäßiger Zerklüftung vertreten, erscheint grünschwarz, auch schwarzbraun, zum Teil braungelb im durchfallenden Licht grünlich, bräunlich und weingelb; eine eisenreiche Varietät desselben orange-gelb, teils undurchsichtig wegen der Erzinterpositionen. Aber auch Kristalle des Olivins, sie werden meist von

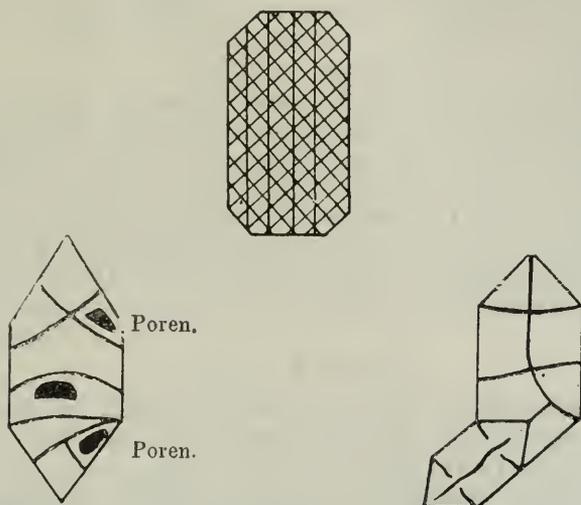


begrenzt, auch Berührungs- und Kreuzzwillinge kommen vor (siehe nebenseitige Skizze Fig. 26); derselbe zeigt in den frischen Stufen nur geringe Neigung zur Umwandlung in Serpentin, in anderen dagegen befindet er sich auf dem Wege fortschreitender Serpentinisierung. — Der dritte Hauptgemengteil besteht aus feinfaserigem, grau-grünem Enstatit, dessen Strähne und breite parallele Stengel, wie gewöhnlich, mehr oder weniger verbogen und gekrümmt sind. — Als Nebengemengteil vertreten sind vereinzelt Körner und Partikel von Plagioklas, selten in der Weise vertreten, daß er sich schon makroskopisch als weiße Flecken bemerkbar machen würde. Außerdem

hat man in den drusigen Räumen desselben Gesteins die sekundäre Bildung von weißen, bartförmigen Zeolithen beobachtet. Das hohe spezifische Gewicht solcher eisenreicher Stufen ließ auf das Vorhandensein großer Mengen von Magnetit schließen; und in der Tat

Fig. 26.

Diallagblatt nach (001).



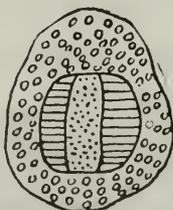
Olivinkristalle mit Serpentinadern, Poren und Löchern.

zeigt unser Bielenit einen nicht unbedeutenden Einfluß auf die Magnetnadel, wenn auch nur von schwacher Polarität. —

Schließlich muß noch eines wichtigen Uebergengenteils in dem Sörgsdorfer Bielenit gedacht werden: In auf der Bruchsohle umher-

Fig. 27.

Korund-Einsprengling im Bielenit, Sörgsdorf.



Zentraler Durchschnitt.

liegenden losen Trümmern unseres Gesteins, welche sich in einem fortgeschrittenen Zustande der Serpentinisierung befinden, sind vom Verfasser runde, haselnußgroße Körner von braunem Korund porphyrisch eingewachsen gefunden worden (siehe Fig. 27). Diese

Körner haben einen Durchmesser von 9—12 *mm*; sie erscheinen keineswegs homogen, sondern zusammengesetzt aus einem schmirgelähnlichen feinkörnigen Aggregat, worin blaugraue bis meergrüne Korundkristalle liegen, welche deutlich polysynthetische Lamellentextur sowie auch Zonarstruktur zeigen. Diese Korundeinsprenglinge dürften wohl auf den Kontakt des Bielenits mit den umschließenden Feldspat-Amphiboliten beschränkt sein? Auch v. Camerlander¹⁾ berichtet von hier über Korund, bis haselnußgroße Körner (keine Kristalle) weiß und blau, zuweilen im zonaren Wechsel, mehr oder weniger pelluzid, optisch zweiachsig, stellenweise reichlich im „Amphibolschiefer“, der den „Olivingabbro“ begleitet.

Die meisten Stufen des frischen Bielenits in unserem Steinbruche repräsentieren im allgemeinen ein inniges Gemenge von Olivin und Diallag nebst Enstatit, wobei sich diese Hauptgemengteile das Gleichgewicht halten, oder es überwiegt der erstere die beiden letzteren. In manchen Stufen, die arm an blättrigem Diallag erschienen, wurde eine stärkere Beteiligung von langfaserigem, zum Teil parallelstengeligem Enstatit festgestellt. —

Umwandlungen.

Zahlreiche Stufen, welche teilweise bereits in mattschwarzen Serpentin umgewandelt sind, enthalten noch sehr viele unversehrte braungelbe Olivinkristalle und Körner, die sich von der übrigen dunklen Gesteinsmasse scharf abheben, während andere Olivine sich im Zustande halbvorgeschnittener Serpentinisierung befinden. Der Serpentin ist im durchfallenden Licht und dünnen Splintern halbdurchsichtig grünlich und weingelb gefärbt und weist eine reichliche Imprägnierung mit Magnetit auf. Das erste Stadium dieser Metamorphose besteht darin, daß sich in den Olivinkristallen ein Netzwerk von mattschwarzem magnetitreichem gemeinem Serpentin bildet, während die Maschen selbst noch frischer gelbbrauner Olivin ausfüllt; auch sonst wird die frische Gesteinsmasse von Serpentin in Adern und Streifen durchzogen. (Siehe obige Olivinskizzen.)

Fig. 28.

Konzentrisch schalige Elypsoide des Leukophits.



Weiß = Leukophit. — Schwarz = Magnetit.

¹⁾ Verhandlungen d. k. k. geol. R.-A. 1886, pag. 356.

Im zweiten Stadium erscheint der Maschenolivin durch eine weiße amorphe Mineralmasse ersetzt, die dem Leukophit angehört und welche letztere schließlich ausgelaugte Poren und Löcher zurückläßt; ist dieser Prozeß durch die ganze Masse fortgeschritten, so resultiert endlich ein weißgeflecktes und eisenschwarzgeädertes löchriges Gestein. Das eisenschwarze Netzwerk besteht wesentlich aus Magnetitschnüren, dagegen das Mascheninnere aus Leukophit; es sind dies wohl durchwegs Ellipsoide des Leukophits und Magnetits, die in wiederholten konzentrischen Schalen aufeinander folgen. (Siehe vorstehende Abbild. 28.)

Im Gegensatz zum Olivin ist der Enstatit und Diallag ungleich stabiler; dies gilt insbesondere von der schwarzbraunen Varietät des Diallag, dagegen die in manchen Stufen nestförmig verteilte lauchgrüne Varietät leicht der Umwandlung in ein feinkörniges Aggregat von Epidot, beziehungsweise Klinozoisit erliegt. In einer Zone allgemeiner Olivin-Serpentinisierung fällt auch der Diallag diesem Prozeß anheim und geht schließlich in einen matten braunschwarzen Serpentin auf. — Mit der Serpentinisierung unseres Bielenits ist eine sehr bedeutende Abnahme des spezifischen Gewichtes allemal verbunden.

Dünnschliff-Untersuchung des Bielenits von Sörgsdorf.

U. d. P. M. sehen wir zunächst, daß sich an der Zusammensetzung dieses relativ frisch erhaltenen Gesteins wesentlich drei Komponenten beteiligen, und zwar nach ihrer Menge geordnet: Olivin, Enstatit und Diallag; als untergeordnete oder Nebengemengteile sind Ilmenit, Magnetit, ferner Plagioklas nebst Serpentin anzuführen. Die Serpentinbildung ist wohl im Gestein verbreitet, allein sie steht im Anfangsstadium und hat vorerst die Ränder des Olivins erfaßt; sie zieht sich zwischen die Olivinkörner hinein und entwickelt sich auf den zahlreichen Spaltrissen und Quersprüngen, sie hat jedoch den Enstatit gar nicht oder nur örtlich im beschränkten Maße befallen.

Der im Dünnschliffbilde dominierende Olivin besteht wesentlich aus unregelmäßigen, teils stumpf aneinanderstoßenden, teils vielfach verzahnten Körnern, selten sind automorphe Olivine der Kombination $\infty P(110) \cdot \infty P\bar{\infty}(010) \cdot \infty P\infty(100) \cdot 2 P\bar{\infty}(021)$, Spaltbarkeit vollkommen nach (010), nicht anhaltend nach (001), außerdem zahllose unregelmäßige Quersprünge; die Zwillinge sind teils als Berührungs-, teils als Durchkreuzungs-Zwillinge ausgebildet. Ein Teil des Olivins ist im Schliffe völlig farblos; ein anderer Teil dagegen grünlichgelb, dessen Pleochroismus gut merklich, und zwar $c=b$ grünlichgelb, $a=c$ und $b=a$ gelblichgrün, daher dieser Olivin wohl zum Fayalit gehört, auf welchen der hohe Gehalt an FeO der unten folgenden chemischen Analyse unverkennbar hinweist; seine Lichtbrechung ist hoch $n=1.8$, daher erhabenes Relief erst bei der Kondensorsenkung um 2 mm deutlich wird, runzlige Oberfläche und breite dunkle Reflexränder; Doppelbrechung stark, und zwar $\gamma-\alpha=0.042$, daher die grünlichblauen und grünlichgelben Interferenzfarben III. Ordnung.

An den Olivinschnitten nach (100) und (001) entdeckte der Verf., daß der frische Olivin keineswegs homogen ist, sondern daß sich längs den Spaltrissen nach (010) Titanolivin gebildet hat, dessen Lichtbrechung höher als Olivin ist, demzufolge das erhobene Relief; die Doppelbrechung ist nach Maßgabe der lebhaften orangeroten Interferenzfarben am Ende II. Ordnung $\gamma - \alpha = 0.033$. Es scheint, daß die Fläche von (010) des Titanolivins mit der Fläche von (100) des Olivins zusammenfällt, somit auch die spitzen Bisectrixen beider Mineralien gleich liegen; dabei wurde die Auslöschungsschiefe $\sphericalangle c:b = 25^\circ$ gemessen. Der Titanolivin scheidet sich auch auf den übrigen Spaltrissen sowie an den Zerklüftungsfächen des Olivins aus, an welche er gebunden ist. Die Grenze zwischen Olivin und Titanolivin ist meist scharf, ein allmählicher Uebergang findet kaum statt. Der Titanolivin beherrscht in seinem Innern bald größere, bald kleinere Mengen von schwarzen opaken Körnern und Staub des Ilmenits; wahrscheinlich ist die Bildung des Titanolivins auf die Wechselwirkung von Olivin und Ilmenit längs der Spaltrisse als Lösungsflächen zurückzuführen.

Einschlüsse des Olivins. Derselbe enthält zahlreiche Körner des Enstatits sowie auch Lamellen faserigen Enstatits, welche die Olivinschnitte parallel den Spaltrissen nach (010) durchziehen; auch viele Ilmenitlamellen sehen wir darin eingelagert; außerdem bemerkt man zuweilen breite Säume von Diallag um den Olivin, dabei ersterer in letzteren zackig eingreift; selten sind kleine Diallagindividuen im Olivin selbst eingeschlossen. Auch Säume von gebogenem lamellarem Enstatit mit interponierten Ilmenitlamellen werden gebildet und legen sich glatt um den Olivin herum. Sehr verbreitet sind zahlreiche Kristalle und Aggregate von Magnetit, insbesondere aber sekundär ausgeschieden im Olivin in Form von Schnüren, Balken und Wolken auf Spaltrissen und Quersprüngen. Die Umwandlung in gelblichgrünen Serpentin erfolgt von den Rändern des Olivins aus und bildet alsdann Säume um diesen und schreitet auf dessen Spaltrissen und Sprüngen weiter fort; der Prozeß steht jedoch im Anfangsstadium, daher die Masse der Olivine vorwiegend frisch erhalten ist.

Der Enstatit, welcher in selbständigen Lagen auftritt, ist zumeist in langgestreckten gleichwie geflossenen und nach Art von Strängen gedrehten Aggregaten ausgebildet, welche aus teils parallel, teils verworren zusammengescharten Enstatitstengeln bestehen, denen ebenfalls sehr viele Ilmenitlamellen parallel (100) eingeschaltet sind. Insbesondere zwischen \times Nicols erkennt man das wirr gelagerte feinkristallige Gewebe zahlloser mehrfach gebogener und mit Ilmenitlamellen verwachsener Enstatitstengeln, ferner eine divergentstrahlige Anordnung von Enstatitfasern und -Stengeln, eine Strahlenkristallisation nach Art der Eisblumen an unseren Fenstern. Die größeren Enstatit-Individuen unter ihnen lassen auch im vorliegenden Gestein die gesetzmäßigen Interpositionen von Diallaglamellen in Zwillingsstellung beobachten, wie wir dies bei den anderen Vorkommen auf unserem großen Gangzuge erkannt haben. Es ist ferner eine keineswegs seltene Erscheinung, daß

wir inmitten der großen Enstatite, kleinen Kristallen und angeordneten Körnern des Olivins begegnen. — Die im Olivin eingeschlossenen Enstatite sind meist kurzprismatische Kristalle, da und dort sternförmig zusammengescharte Aggregate; sie sind überaus feinfaserig parallel (110) und fast ausnahmslos mit parallel (100) eingeschalteten Ilmenitlamellen verwachsen, gleichwie auch sie häufig parallel (100) interponierte Diallaglamellen enthalten, welche nach ihrer alternierenden Auslöschung benachbarter Lamellen zu schließen sich in Zwillingsstellung befinden. Da und dort bemerkte ich in diesen Einschluß-Enstatiten die Einwanderung von Olivinkörnern, was auf mehrfache Rekurrenzen der Kristallisation hinweist.

Ein kleiner Teil der Enstatitkristalle ist in Aktinolith umgewandelt, wie wir uns speziell an dem kleinen Winkel der Auslöschungsschiefe sowie den übrigen Merkmalen überzeugten; einen Umwandlungsvorgang ähnlicher Art haben wir am Weigelsberge im großen Maßstabe kennen gelernt. —

Die erwähnten breiten Lagen von Enstatit enthalten untergeordnete Streifen und Lagen von großblättrigem Diallag, welcher sich durch die höhere Licht- und Doppelbrechung vom Enstatit leicht unterscheidet, welche etwas runzelige Oberfläche und erhabeneres Relief bedingen, ferner ist die Doppelbrechung nach Maßgabe der leuchtenden orangeroten Interferenzfarben $\gamma - \alpha = 0.017$, also für Diallag auffallend niedrig. Die Farbe des Diallags ist im Schliff grünlich, der Pleochroismus kaum merklich $a = c$ grünlichgrau, b gelblichgrau; seine Formen sind linsenförmig und abgerundet kubische Körner. In zahlreichen Basisschnitten haben wir Gelegenheit, die ausgezeichnete prismatische Spaltbarkeit nach (110) zu studieren, welche die Feinfaserigkeit bedingt, dagegen die Teilbarkeit nach (100) die Blätterigkeit hervorruft. Solche Basisschnitte sind graubraun bestäubt und darin begegnet man der echten Diallagstruktur in teils geradlinigen, teils gekrümmten, ungezählt oft wiederholten Blättern. Es gehört zu den Seltenheiten, daß dem Diallag haardünne Lamellen eines rhombischen Pyroxen in der bekannten gesetzmäßigen Verwachsungsart eingeschaltet sind. Ilmenitlamellen scheinen ganz zu fehlen. Der Diallag ist mit dem Enstatit lagen- und linsenförmig, auch richtungslos körnig verwachsen; außerdem umwächst der Diallag den Olivin in Form der oberwähnten Säume; selten sind kleine Kristalle des ersteren im letzteren eingeschlossen.

Zwischen den großen Olivinen eingeklemmt und in Gesellschaft der beiden Pyroxene kann man da und dort ein isometrisch klein-körniges Aggregat des Plagioklases in sehr untergeordneter Menge wahrnehmen; dessen Individuen zeigen vollkommene Spaltrisse nach (010) und (001), die den $\sphericalangle 86^\circ$ einschließen, an welchem wir jedoch echte Zwillingslamellierung vermissen, es sind bloß breite Zwillingshälftlinge vorhanden, deren Auslöschungsschiefe in Schnitten $\perp P$ und $M = \sphericalangle 43^\circ$ gemessen wurde, was reinem Anorthit entspricht. Dieses Ergebnis steht mit der beobachteten Licht- und Doppelbrechung im Einklang, denn in Schnitten mit der höchsten lebhaft gelben Interferenzfarbe ist $\gamma - \alpha = 0.013$. —

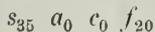
Magmatische Resorptionen sind hier bei weitem nicht so verbreitet und intensiv wie in dem Bielenit von der Totenkoppe bei Jauernig. Tiefer eingreifende Korrosionen zeigt bloß der Olivin, dessen zuerst ausgeschiedene Kristalle in dem veränderten Magma bestandunfähig geworden, daher der später auf dessen Kosten kristallisierende Enstatit peripherisch in den Olivin ausbuchtet und in denselben eindringt.

Der auf den Spaltrissen und der Zerklüftung des Olivins vordringende Serpentin ist im Schliß und Durchfalllicht gelblichgrün, derselbe gehört nach seiner Mikrotexur und der Aggregatpolarisation in einheitlicher klagrauer Interferenzfarbe, welcher die Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.007$ entspricht, zum querfaserigen Metaxit.

Die Art und Weise, wie der Olivin mit dem Enstatit durchwachsen ist, müssen wir als Implikationsstruktur bezeichnen; zwischen den derartig struierten Olivinaggregaten fließen gleichsam Ströme von Enstatit nebst Diallag zwischendurch, welche deutlich Fluidalstruktur zeigen und die Olivinaggregate umfassen. Solche Strukturen sind eben nur bei Eruptivgesteinen möglich, demzufolge die eruptive Natur unseres Bielenits von Sörgsdorf außer Zweifel steht. Wir gelangen also bezüglich dieses Vorkommens zu der Ausscheidungsfolge: Magnetit und Ilmenit, dann Olivin, hierauf der Enstatit nebst Diallag nachfolgte und endlich die kleine Menge des Plagioklases die Reihe beschloß. Zwischen Olivin einerseits und Enstatit andererseits findet mehrfache Phasenüberdeckung in der Weise statt, daß die Ausscheidung von Enstatit bereits begonnen hat, als diejenige des Olivins noch nicht beendigt war. Dasselbe gilt im untergeordneten Maße auch vom Diallag, weil beide Pyroxene wahrscheinlich gleichzeitig kristallisierten. Die Erzausscheidung hat wohl zuerst eingesetzt, jedoch bis zum Ende der Pyroxenausscheidung andauert. —

Chemische Analyse des Bielenits aus dem Steinbruche zwischen Wildschütz und Sörgsdorf.

Was in dem nachstehenden Analysenergebnis unser ganz besonderes Interesse fesselt, ist die Stellvertretung, welche das Eisenoxydul mit dem hohen Werte von 17.59 Gew.%, für die auf 27 Gew.% herabgesunkene Magnesia übernimmt. Die große Menge Eisenoxydul steckt sowohl in dem an und für sich eisenreichen Olivin und in noch höherem Maße im Fayalit, den wir weiter oben mikroskopisch-optisch feststellten. Davon abgesehen finden wir übrigens, daß der makroskopisch frische Bielenit von Sörgsdorf nahezu dieselbe chemische Zusammensetzung wie der Marchitserserpentin von Großwürben und der Lherzolithserpentin vom Zdiarberg bei Nieder-Eisenberg besitzt. Demnach unser Sörgsdorfer olivinreiche Bielenit jene extrem basische Zusammensetzung hat, welche ihn dem Osann'schen „Typus Dun Mountains“ am nächsten bringt, für welchen die Gesteinsformel



in Geltung steht. —

Das Verhältnis der Gruppenwerte $S:F$ ist $= 1.44$ und nähert sich dem bei den anderen analysierten Gesteinen; dasselbe läßt ebenfalls auf die Anwesenheit von Orthosilikaten schließen, welche in diesem Falle nach Maßgabe des vorstehenden mikroskopisch-optischen Befundes aus Olivin bestehen. Die kleinen Gruppenwerte A und C lassen auf die Gegenwart einer kleinen Menge von Plagioklas schließen, von der durchschnittlichen Zusammensetzung $Ab_{21}An_{79}$, was einem basischen Bytownit entspricht, während die mikroskopisch-optische Untersuchung Anorthit ergab.

Analyse IV:

	Gewichtsprocente		Molekularprocente
Kieselsäure SiO_2	38.88	40.33	38.09
Titansäure TiO_2	0.21	0.22	0.15
Tonerde Al_2O_3	7.07	7.33	4.09
Chromoxyd Cr_2O_3	0.09	0.09	0.03
Eisenoxyd Fe_2O_3	2.98	3.09	1.10
Eisenoxydul FeO	17.59	18.25	14.46
Manganoxydul MnO	0.11	0.11	0.09
Magnesia MgO	27.00	28.01	39.54
Kalkerde CaO	2.80	2.10	2.13
Kali u. Natron $K_2O + Na_2O$	0.38	0.40	0.29
Kohlensäure CO_2	0.60	—	—
Phosphorsäure P_2O_5	0.065	0.07	0.03
Krist. u. Konst. Wasser H_2O	2.83	—	—
	100.60	100.00	100.00

Gruppenwerte:

$$S = 38.24, A = 0.29, C = 2.13, F = 54.09, T = 1.67, K = 1.13, \\ K = 0.64.$$

Gesteinsformel:

$$s_{38.2} a_{0.1} c_{0.75} f_{19.1}.$$

Die Gesteinsproben zur chemischen Analyse hat Verf. demselben schwarzen Gestein in dem Straßenschotterbruche südlich der Straße Wildschütz—Sörgsdorf entnommen, von wo auch die Stufen für die Dünnschliffe geholt worden sind.

Ueber die Veränderungen am durchbrochenen Amphibolit in dem Bielenitbruche zu Sörgsdorf.

Der Feldspat-Amphibolit, welcher von unserem Bielenit durchbrochen wurde und in dem Schottersteinbruche anstehend ist, erscheint in mehrfacher Hinsicht von besonderem Interesse; derselbe ist nicht nur sehr feldspatreich, sondern führt im Kontakt mit dem ultrabasischen Bielenit stellenweise den zuerst von A. v. Lasaulx, später von Camerlander beobachteten und festgestellten Korund in haselnußgroßen Körnern, von welchen er zuweilen ganz erfüllt ist.

Obwohl wir kontaktmetamorphische Erscheinungen, hervorgerufen durch unsere Peridotite und Pyroxenite bisher nirgends beobachtet haben, dürften wir es hier mit einer solchen zweifellos zu tun haben. Jedenfalls ist der gleiche Uebergangsteil Korund im Bielenit und Korund im durchbrochenen Gabbro-Amphibolit auf Kontaktmetamorphose zurückzuführen. —

Die weitere Vermutung, daß der vom Bielenit durchbrochene korundfreie Feldspat-Amphibolit gewisse Veränderungen speziell durch den postvulkanischen Prozeß der Serpentinisierung erlitten hat, ist im Dünnschliff u. d. P. M. im hohen Maße bestätigt worden. Die unversehrten Gesteinsanteile sind im Dünnschliffe nur auf untergeordnete Partikel und Zwickel beschränkt, dagegen der größte übrige Teil des Gesteins zu einem überaus feinschuppigen Serizit im Gemenge mit einem serpentinähnlichen Mineral nebst ausgebreiteten Aggregaten von sekundär ausgeschiedenem Ilmenit umgewandelt erscheint.

Die unversehrten Gesteinsteile lassen uns einen echten Feldspat-Amphibolit erkennen, der aus einem parallel-körnigen Gewebe von Plagioklas nebst wenig Orthoklas und gemeiner Hornblende als Hauptgemengteile, dagegen wenig Quarz nebst wenig tiefbraunem Ilmenit als Nebengemengteile vertreten sind. *

Die Hornblende ist im Schliffe blaßgrün, der Pleochroismus stark a blaßgrünlichgelb, b grasgrün, c blaugrün, die Interferenzfarben werden durch die Eigenfarben gemäßigt; häufig sehr einfache Kristalle der Form $\infty P(110)$, auch größere Säulchen begrenzt in der vertikalen Zone von $\infty P(110) \cdot \infty P \infty (010)$, mit vollkommener Spaltbarkeit nach (110), hier und dort auch Spaltrisse parallel (001) und Quersprünge senkrecht c; an Schnitten nach (010) erkennen wir mitunter Zwillingsbildung aus zwei Hälften, zumeist aber mehrere parallel (100) eingeschaltete Zwillingslamellen. Die Lichtbrechung ist mäßig, die Doppelbrechung nach Maßgabe der in Schnitten nach (010) beobachteten höchsten indigoblauen Interferenzfarben $\gamma - \alpha = 0.020$, also niedriger als sonst für Hornblende, vielleicht infolge Umwandlung durch Wasseraufnahme? Achsenebene ist (010), die spitze negative Bisektrix bildet den $\sphericalangle c : c = 17^\circ$ und 20° im spitzen Winkel β an zahlreichen Kristallen gemessen. Unsere gemeine Hornblende ist des öfteren poikilitisch mit dem Feldspat verwachsen.

Die Feldspäte erscheinen als ein isometrisches Körneraggregat, das vorwiegend aus Plagioklas besteht, dagegen der Orthoklas nur spärlich dazwischen eingestreut ist. Ersterer ist tafelförmig nach *M* und durch seine teils breite, teils schmalere Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz ausgezeichnet; die an zahlreichen Durchschnitten $\perp P$ und *M* gegen die Trasse der Albitzwillinge gemessene Auslöschungsschiefe ergab folgende Winkel:

Mittelwert $\sphericalangle 20^\circ$, entsprechend = 57% *Ab* + 43% *An*

Mittelwert $\sphericalangle 17^\circ$, entsprechend = 61% *Ab* + 39% *An*

wodurch der Plagioklas als basischer Andesin bestimmt erscheint. — Der Quarz, an seiner unregelmäßigen Zerklüftung kenntlich, ist

nur in wenigen Körnern spärlich vertreten. Das Gestein ist somit ein echter Plagioklas-Amphibolit.

An demselben treten die seitens der ultrabasischen Nachschübe hervorgerufenen posteruptiven und Thermalwirkungen durch folgende Umwandlungen des ursprünglichen Mineralbestandes in die Erscheinung: Die Hornblende wird im Anfangsstadium feinfaserig, dann dringt auf deren zahlreichen prismatischen Spaltrissen eine serpentinähnliche Substanz vor, bis endlich das ganze Individuum in solchen Serpentin umgewandelt ist, wobei gleichzeitig eine Unmasse von tiefbraunem Ilmenit sekundär im Gestein zur Abscheidung kommt; schließlich werden alle Hornblendeaggregate der angegriffenen Gesteinspartien von diesem Prozeß erfaßt und nichts erinnert mehr an deren frühere Anwesenheit. Daß dieses Umwandlungsprodukt tatsächlich einer Modifikation des Serpentins entspricht, dafür liegen die Beweise vor in den einheitlichen niedrigen Interferenzfarben und der sehr schwachen Licht- und Doppelbrechung; dieselbe serpentinähnliche Masse wird durch fortschreitende Verdichtung submikroskopisch und dann isotrop, bis endlich völlig zersetzte, nicht näher bestimmbare Aggregate daraus entstehen.

Gleichzeitig werden die Feldspate in ein überaus feinschuppiges Aggregat von Serizit zersetzt, das ebenfalls durch benachbart ausgeschiedenen Ilmenit und anderen Erzen durchschwärmt, sowie braun bestäubt erscheint. Daß es sich tatsächlich um Serizit handelt, beweist die niedrige Licht- und die hohe Doppelbrechung, welche annähernd den Interferenzfarben des Muskovits entspricht. Auch die Serizit-schüppchen sinken zu mikroskopischer Feinheit herab und wirken dann nicht mehr auf das polarisierte Licht, was ihre nähere Bestimmung unmöglich macht. In den Serizitaggregaten einzeln zerstreute Feldspate, darunter auch verzwilligte Kalknatronfeldspate erinnern noch an den früheren Mineralbestand. —

Die posteruptiven Prozesse haben nicht nur im Bielenit die partielle Serpentinisierung des Olivins hervorgerufen, sondern auch im durchbrochenen Amphibolit, die Hornblende unter Abscheidung großer Mengen Ilmenit serpentiniert sowie auch der Plagioklas im ausgedehnten Maße der Serizitierung zum Opfer gefallen ist. Makroskopisch sind an unserem Amphibolit kaum Spuren dieser bedeutsamen Umwandlungsvorgänge zu erkennen. —

Bielenitserpentin mit Erzführung am Schloßberge zu Jauernig.

Auch hier kommt ein blauschwarzer bis schwarzgrüner Serpentinfels vor, welcher neben ölgrünem Olivin und glänzendem Enstatit auch faserigen Diallag enthält; akzessorisch ist Magnetit und Löllingit; es zeigt sich ferner darin Hornblende, Strahlstein und Asbest, welche wohl vom Diallag abstammen mögen. Nach diesen Relikten zu schließen war das Ursprungsgestein auch in diesem Falle ein Bielenit.

Angrenzend ist in dieser Lokalität Hornblendeschiefer sowie auch Kalkstein zu finden, welche Gesteine der Jauerniger Schieferhülle eingeschaltet sind und am Schloßberge mit Biotit- und Quarz-

schiefer vertreten sind, in welchem der Melchiorstollen seinerzeit vorgetrieben wurde; der Kalk am Schloßberge ist bei grobkörniger Struktur ein echter Marmor. Auch daselbst, genau wie bei Reichenstein, steht der Serpentinfels mit der Vererzung im Zusammenhange, darin außer silberhaltigem Bleiglanz Arsen-, Kupfer- und Schwefelkies einbricht. Der den Serpentinfels umschließende Glimmerschiefer nebst den übrigen oberwähnten sedimentogenen Formationsgliedern scheint daselbst in die große gangförmige Dioritgabbromasse bei der Intrusion versenkt worden zu sein. —

Bielenit und sein Serpentinfels auf der Totenkoppe südwestlich Jauernig.

Der Fundort dieses Vorkommens ist auf der österr. Spezialkarte 1:75.000 (Blatt Jauernig und Weidenau) mit 383 *m* Seehöhe bezeichnet und liegt 2 *km* von der Kirche zu Jauernig südwestlich entfernt. Der gedachte Peridotit steht auf dieser Höhe zutage und durchbricht die dortige Antiklinale der Gneisglimmerschiefer, welcher Amphibolite (Hornblendeschiefer) eingeschaltet sind.

An der Zusammensetzung dieses schwarzgrauen, feinkörnigen Gesteins sind (nach dem makroskopischen Befunde), als vorherrschende Komponenten beteiligt: feinstengeliger und feiblätteriger graugrüner bis weingelber Enstatit, schwarzgrüner bis honiggelber Olivin, beide reichlich mit Magnetit eingesprengt, ferner an dritter Stelle großblättriger Diallag nebst untergeordnetem, da und dort zwischen die genannten Komponenten eingeklemmten Plagioklas.

Der Enstatit ist auch in dieser Lokalität durch seine zum Teil automorphe Ausbildung, durch die vollkommene Spaltbarkeit nach ∞P (110), was seine Feinfaserigkeit bedingt, ausgezeichnete Teilbarkeit nach (100), was Blätterigkeit hervorruft, mit starkem metallartigem Perlmutterglanz auf letzterer Fläche, auf sonstigen Spaltflächen nur Glasglanz, sowie durch scharfmarkierte Querabsonderung nach (001) charakterisiert. Außer den langprismatischen Formen kommen auch klinodomatische, knäuelartige und morgensternähnliche Zwillingsbildungen vor, wie wir solche weiter oben am Weigelsberge und bei Kratzdorf kennen lernten. Im Durchfalllicht ist der Enstatit grünlichweiß bis farblos.

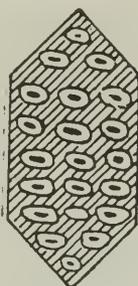
Der Olivin ist zum Teil automorph, alsdann von ∞P (100). $\infty \bar{P} \infty$ (010). $2 \bar{P} \infty$ (021) begrenzt (siehe nebenseitige Textfigur 29), auch in einzelnen grünen Körnern und körnigen Aggregaten, oft sind die Zwillingsbildungen des Enstatits mit Olivinkörnern innig verwachsen. Große Olivine zerfallen in ein kleinkörniges, von Narben durchlohtes strohgelbes Aggregat von Olivin, welcher von einem Netzwerk des Serpentin und Magnetits umschlossen wird. Die Masse wird schließlich weißgrau und befindet sich auf dem Wege zur Leukophitbildung. Gedachte Narben sind vorerst mit Eisenocker erfüllt, welcher später weggelöst, alsdann Löcher im Olivin zurückläßt. Diese Porenbildung gibt uns sogar ein Unterscheidungsmittel an die Hand, den Olivin

makroskopisch von den anderen Komponenten zu trennen. Olivin und Enstatit dürften sich hinsichtlich der Menge annähernd das Gleichgewicht halten, in manchen Stufen aber überwiegt dessenungeachtet der erstere über den letzteren; man findet völlige Gemenge von Olivin und Enstatit.

In vielen Stufen unseres Bielenits nimmt die Menge des Diallags zu, er ist daselbst meist großblättrig entwickelt und trägt einen auffälligen Metallglanz auf der Fläche vollkommener Teilbarkeit (100); diese prächtigen großgewachsenen Diallage, grünlichweiß bis schwarzgrün, sind paketierte sowie in Nestern und Streifen zwischen den herrschenden Enstatiten und Olivinen eingeschaltet; blättrige Pakete des Diallags liegen sowohl im Enstatit als auch im Olivin. Die Serpentinisierung dringt in diesem Falle parallel den Blättern nach (100) vor.

Fig. 29.

Olivinkristall nach (100).



Olivinmaschen = weiß. — Narben = schwarz.
Serpentinnetz = schraffiert.

Der Einfluß des frischen Gesteins auf die Magnetnadel ist ein sehr kräftiger, was mit dem reichlich ausgeschiedenen Magnetit im Zusammenhange steht. —

Umwandlungen: Die Serpentinbildung ergreift zuerst den Olivin, während der Enstatit (wie leicht begreiflich) diesem Prozeß einen stärkeren Widerstand leistet, bis schließlich auch dieser in der schwarzgrünen Serpentinmasse aufgeht, welche jedoch insbesondere peripherisch noch die alte Enstatittextur verrät. Am längsten erhält sich der Diallag, dessen glänzende Schuppen sich vom dunklen Serpentinrunde scharf abheben, worin Olivin und Enstatit bereits früher aufgegangen sind. — Im Gegensatz dazu zeigt der Olivinserpentin im I. Stadium die oben beschriebene Narben-, beziehungsweise Maschenstruktur, bis alsdann im II. Stadium auch dieser in dichte, meist mattschwarze, selten tiefdunkelblaue Serpentinmasse übergeht, welche reichlich mit Magnetit imprägniert erscheint. Einem III. Stadium gehören die Regenerationen der Serpentinsubstanz an, sie bestehen in der Ausbildung eines bläulichen und goldgelben Chrysotils, der sowohl die Olivinlöcher ausfüllt, als auch auf den Strukturflächen

sich ausbreitet und diese überzieht, sowie die Haarspalten des Gesteins bekleidet. Solcher Chrysotil ist von zahllosem modellscharfem Magnetit der Formen $O(111)$ und $\infty O(110)$ eingesprengt.

Beim Enstatit bezeichnet das erste Stadium auf dem Wege zum Serpentin eine mattgraue Verfärbung der Enstatitfasern und -stengel sowie Verschwinden der Spaltbarkeit, gleichzeitig treten die gesetzmäßig verwachsenen Lamellen des monoklinen Pyroxens durch dunkle Färbung deutlich hervor, weil diese der Umwandlung besser widerstehen. Im zweiten Stadium verschwindet die Lamellierung und beide Pyroxene gehen in der schwarzgrünen dichten Serpentinmasse unter.

Durch fortschreitende Verwitterung des Serpentin tritt seine Grundanlage, beziehungsweise Mikrostruktur sowohl am Enstatitserpentin gleichwie am Olivinserpentin wieder hervor, und zwar sind es konzentrisch schalige Ellipsoide von Leukophit von Magnetitkörnern schalenförmig umhüllt. Dieser Verwitterungsprozeß schreitet von der Oberfläche und den Zerklüftungsflächen des Gesteins gegen das Innere fort. —

Wir gelangen nach den obigen Beobachtungen zu der Behauptung, daß sich der Bielenit von der Totenkoppe in einem halb fortgeschrittenen Zustande der Serpentinisierung befindet, das heißt der Prozeß ist auf halbem Wege stehen geblieben, demzufolge die andere Gesteinshälfte noch in dem ursprünglichen Mineralbestande erhalten ist. —

Dünnschliffbild des Bielenits von der Totenkoppe.

Dieses makroskopisch scheinbar stärker serpentinisierte Gestein erweist sich im Dünnschliff u. d. P. M. relativ recht frisch erhalten, jedenfalls ist darin die Serpentinbildung im Ganzen nicht weiter fortgeschritten, als in dem Bielenit von Wildschütz. An der Zusammensetzung des frischen Gesteins von der Totenkoppe beteiligten sich der Menge nach geordnet folgende Hauptgemengteile, und zwar Olivin, Diallag und Enstatit, untergeordnete Elemente sind: Ilmenit und Magnetit, sehr vereinzelt Zwickel grobkörniger Plagioklase oder nur einzeln zerstreute Körner davon.

Am Olivin vermissen wir idiomorphe Gestaltung, derselbe ist zumeist nur als unregelmäßige große Kristalle vertreten, welche vielfach durch Umwandlungsprozesse mehr oder weniger in Mitleidenschaft gezogen wurden, so daß sie bald zu größeren, bald zu kleineren Körnern und bis zu Olivinrus zerfallen sind, jedoch durch ihre gleiche optische Orientierung die Zugehörigkeit zu demselben Individuum bekunden. Der Olivin ist im Schliff völlig farblos und fällt sofort durch seine hohe Lichtbrechung auf, welche das hohe Relief, die runzelige Oberfläche und die dunklen Reflexionsränder bedingt; die Doppelbrechung in Basisschnitten mit den höchsten orangefelben Interferenzfarben ist $\gamma - \alpha = 0.032$; vollkommene Spaltbarkeit nach (010), markiert durch grobe Spaltrisse und eine solche absätzig nach (001), außerdem viele Quersprünge senkrecht c . Optisch positiv mit der Beschränkung, daß auf (010) negativ; Achsenebene ist (001),

die Brachydiagonale a ist spitze Bisektrix, demzufolge $a = c$, $b = a$, $c = b$. — Unser Olivin ist sowohl mit dem Enstatit als auch mit Diallag verflochten, was zur Ausbildung echter Implikationsstruktur führt. Infolge Serpentin- und Talkbildung sieht man, daß größere Olivinkörner gleich Mauersteinen von einem aus Talk und Serpentin bestehenden Mörtel verbunden sind.

Der Diallag besteht aus breit- und langgestreckten großen Körnern, mit ausgezeichneter Teilbarkeit nach (100) markiert durch grobe Längsrisse, zuweilen mit Zwillingslamellen parallel (100), wobei 3 und 4 Lamellen verschiedener optischer Orientierung einem Sammelindividuum eingeschattet sind, genau so wie man dies vom Augit her kennt. Solcher Diallag ist durch die Länge und Geradlinigkeit seiner Lamellen bemerkenswert. Verwachsungen mit parallel (100) eingeschalteten Lamellen des Ilmenits sind nicht so häufig als wie im Enstatit, auch sind sie absätzig und bewirken bei ihrer Umwandlung in Titanmineralien den metallartigen Schiller auf (100). Vielfach wiederholte Interpositionen von bald breiten, bald schwachen Lamellen des Enstatits wurden in zahlreichen Diallagindividuen festgestellt, dieselben sind ebenfalls parallel (100) eingeschaltet, und zwar derartig, daß (010) des Enstatits, parallel (100) des Diallags liegt und die Prismenflächen beider zusammenfallen; demzufolge sich die gedachten Lamellen zwischen \times Nicols durch die verschiedene Doppelbrechung scharf unterscheiden; häufig nehmen die Enstatitlamellen dergestalt zu, daß alsdann der Diallag nur auf schwache Membranen beschränkt bleibt, ein Verhältnis, wie wir es beim Perthit und Antiperthit schon lange kennen. Unser Diallag ist im Schliff im Auffalllicht grünlichbraun, im Durchfalllicht völlig farblos; der Pleochroismus ist kaum merklich, und zwar $a=c$ gelblichgrün, b grünlichgrau, die Lichtbrechung etwas höher als im Enstatit, die Doppelbrechung ist in Schnitten nach (010) mit der höchsten grünlichblauen Interferenzfarbe $\gamma - \alpha = 0.024$, Achsen-ebene ist (010) und spitze Bisektrix ist c , welche mit c den $\alpha = 40^\circ$ im stumpfen Winkel β bildet.

Der Enstatit macht im vorliegenden Gestein nur wenig Anspruch auf Selbständigkeit, derselbe ist meist in kleinen Körnern und Kristallen sowie als kreuzförmige Zwillinge dem Olivin eingeflochten; oder aber mit dem Diallag in der obenbeschriebenen Art lamellar, ähnlich dem Perthit und Antiperthit verwachsen. Die selbständigen und im Olivin eingeschlossenen Enstatit-Individuen enthalten fast immer die schon von früher her bekannten, nach (100) eingeschalteten Ilmenitlamellen, welche durch die Umwandlung zu Titanmineralien den metallartigen Schiller auf (100) hervorbringen. Außerdem finden wir in einzelnen Schnitten die bekannten dünnen Lamellen des Diallags, welche in der wiederholt beschriebenen Art dem Enstatit eingewachsen sind, wobei (110) als Verwachsungs-ebene erscheint, so zwar daß in Schnitten nach (100) der Diallag durch die höhere Doppelbrechung, dagegen in Schnitten nach (010) durch die Auslöschungsschiefe wahrzunehmen ist. In solchen Enstatiten erscheinen die Spaltrisse nach (110) und die polysynthetischen Lamellen wie gewöhnlich mehrfach gekrümmt.

Der Feldspat ist nur auf vereinzelte Zwickel und einzeln umherliegende Körner beschränkt; er ist tafelig nach M und nach dem Albitgesetz mit breiten Lamellen verzwilligt, die Lichtbrechung etwas höher als Kanadabalsam $n=1.54$, die Doppelbrechung für Feldspate ungewöhnlich hoch $\gamma-\alpha=0.013$ nach Maßgabe der braungelben Interferenzfarben. Die Auslöschungsschiefe in Schnitten $\perp P$ und M gegen die Trasse der Albitzwillinge wurde mit $\sphericalangle 40^\circ$ gemessen, was $19\% Ab + 81\% An$ ergibt und daher einen Bytonnit feststellen läßt.

Der primäre Magnetit findet sich in allen drei Hauptkomponenten, teils in Kristallen der Form $O(111)$ und $\infty O(110)$ und in unregelmäßigen Körnern sowie Körnerhaufen. Skelettartige Magnetite im Diallag enthalten als Einschluß ebenfalls Diallag. Der sekundäre Magnetit durchzieht speziell in Form der bekannten Netzschüre den Serpentin, in welchem er sich dort, wo der Olivin besonders eisenreich war, außerdem in Haufwerken und Wolken verteilt findet.

Verbreitet sind magmatische Korrosionen, insbesondere am Olivin, an welchem wir so weitgehende Verunstaltungen seiner Individuen verfolgen können, daß davon nur ringsum abgenagte Kristallreste übrigbleiben, die vom Diallag eingeschlossen erscheinen, gleichsam darin schwimmen. Aehnliches Verhalten gegen magmatische Resorption ist auch an dem Enstatit zu beobachten, wie bereits an den früheren Pyroxeniten geschildert wurde und im vorliegenden Gestein gleich weit verbreitet und fortgeschritten ist wie dort.

Umwandlungserscheinungen.

Diese erfolgen im vorliegenden Gestein nach zwei Richtungen, und zwar begegnen wir neben der Serpentinisierung zum ersten Male einer ausgebreiteten Talkbildung, welche beide Umwandlungen sich bezüglich der Menge ungefähr das Gleichgewicht halten. Während der Olivin hauptsächlich der Serpentinisierung anheimfällt, war der Diallag wesentlich der Talkbildung unterworfen; dessenungeachtet kommt Serpentinisierung im untergeordneten Maße auch im Diallag und Enstatit vor, gleichwie auch der Talk gegen die Olivine und den Enstatit buchten- und zungenförmig vordringt.

Der Serpentin enthält im I. Stadium die erwähnten Netzschüre von Magnetit und in den Maschen sehr viele frische Olivinkörner, zu welchen die großen Olivine aufgelöst erscheinen; im II. Stadium enthalten die Maschen nur noch parallelfaserigen Mikrometaxit und radialfaserigen Mikropikrolith. Dort, wo der Serpentin eine parallelogrammisch-rechtwinkelige Anordnung seiner Maschen erkennen läßt, ist dies auf die Olivin-Spaltbarkeit nach (010) und (001) zurückzuführen und nicht auf diejenige der Pyroxene, welche wie bei allen bisher betrachteten Vorkommen zumeist als bald ein regellos gestricktes Maschengewebe liefern.

Es ist selbstredend schwer, solch feinschuppigen und feinfaserigen, fast submikroskopischen Aggregaten, wie sie im vorliegenden Falle der Talk bildet, selbst u. d. P. M. beizukommen; allein nach der

niedrigen Lichtbrechung, welche diejenige des Kanadabalsams $n = 1.54$ nur unbedeutend überschreitet und der hohen Doppelbrechung in Vertikalschnitten dieser Aggregate, welche die Höhe der Interferenzfarben des Muskovits erreichen sowie den isotropen Basisschnitten, sind wir wohl berechtigt, auf Talk zu schließen. Derselbe entwickelt sich parasitär im Olivin, besonders auf dessen zahlreichen Quersprüngen und Spaltrissen, wo er oft zusammen mit dem Serpentin einwandert; hauptsächlich findet er jedoch seine Entstehungsbedingungen im Diallag, auf dessen Kosten er sich im ausgedehnten Maße verbreitet; weit weniger häufig fällt ihm der Enstatit zum Opfer.

Bezüglich der Struktur dieses Gesteins ist zunächst hervorzuheben, daß durch die gegenseitige Durchwachsung von Olivin mit den Pyroxenen im einzelnen eine Geflechtstruktur hervorgerufen wird; im allgemeinen herrscht jedoch hypidiomorph-körnige Struktur vor, mit der Tendenz, daß die letzttausgeschiedenen Pyroxene den Olivin einzuschließen trachten. Es ist daher auch in diesem Gesteine die Ausscheidungsfolge: Magnetit und Ilmenit, hierauf Olivin mit Phasenüberdeckung am Beginne der Pyroxenbildung, worauf die Hauptmasse des Enstatits und Diallags folgt, bis zuletzt der spärliche Feldspat in den Zwickeln auskristallisierte, womit die Reihe schließt. Die Magnetitausscheidung hat wohl zuerst begonnen, sie hat jedoch bis zum Schlusse der Diallagkristallisation angehalten.

Ueber die Lherzolithserpentinfelse am Volkmerberg bei Ober-Weißbach.

Von Ober-Gostitz südwestlich liegt die Höhe Kote 382 m der österr. Spezialkarte 1:75.000, an deren Ostfuße der Gofsbach vorbeifließt; jenseits des Baches und gegenüber der gedachten Anhöhe liegt der Hohlberg, auf dessen nordwestlicher Lehne nach Guckler¹⁾ sich Amphibolschiefer findet, daselbst liegen zahlreiche Blöcke von Nephelinbasalt umher und auf der Koppe des Hohlberges lagert Serpentinfels. Hieran schließt sich der Volkmerberg, auf dessen östlicher Koppe man das nordwestliche Ende unseres großen Dioritgabbroganges erreicht; dasselbe hat sich, wie Guckler²⁾ sagt, „von der Koppe des Volkmerberges, die aus Serpentin besteht, immer mehr gegen SO gebogen“. Der Verfasser hat auf der Koppe des Volkmerberges einen eigentümlich umgewandelten Ilmenit-Pyroxenit von essexitischem Typus gefunden, sowie auch mannigfaltige Serpentinfelse, die wohl fraglos vom Lherzolith abstammen, wofür untenfolgend der Nachweis erbracht wird. Beide ultrabasische Gesteinsvorkommen lagern in der Schieferhülle unseres lakkolithischen Dioritgabbroganges, welche dortselbst aus Sedimentgneisen und deren Uebergangsgliedern, dem Gneisglimmerschiefer und Glimmerschiefer besteht und mit Amphibolschiefer verknüpft erscheint.

¹⁾ L. c. pag. 178.

²⁾ L. c. pag. 178 und 179.

Die Lherzolith-Serpentinfelse am Volkmerberge sind als halb- und ganz serpentinierte Gesteine zu unterscheiden. In den ersteren sieht man makroskopisch zahlreiche blätterige Kristalle von Enstatit mit ihrem metallartigen Perlmutterglanz aufblitzen. Während der Olivin rasch der Serpentinisierung anheimfällt, setzt der Enstatit diesem Prozeß zähen Widerstand entgegen, seine Blätter und Fasern sind im Serpentin auch dann noch sehr deutlich zu erkennen, wenn vom Olivin jede Spur verwischt ist. Der Olivinserpentin zeigt wie gewöhnlich, charakteristische Maschenstruktur, welche dem Enstatitserpentin fehlt, vielmehr letzterer in parallelfaseriger, also metaxitischer Struktur ausgebildet erscheint.

In der matten schwarzgrünen Serpentinmasse machen wir die interessante Beobachtung, daß der Enstatit wohl in Serpentin umgewandelt ist, dessenungeachtet seine eigentümliche, in Schnitten parallel (100) großblättrige Textur und in Schnitten $\perp c$ seine Feinfaserigkeit bewahrt hat. — Die Olivinkristalle und Körner sind zu einem großen Teile nur halbserpentinisiert, sie zeigen alsdann typische Maschenstruktur mit aus Magnetit bestehenden Netzschnüren, dagegen die Maschen selbst mit intaktem Olivin ausgefüllt sind. Der restliche Teil des Olivins ist wohl gänzlich in Serpentin aufgegangen, jedoch läßt auch dieser in charakteristischer Weise die ursprünglich zerklüftete Olivintextur erkennen. — In den ganzserpentinisierten Gesteinspartien ist jedoch weder vom Olivin noch vom Enstatit, beziehungsweise ihrer Textur selbst unter d. binok. M. irgendeine Spur zu sehen, beide Minerale sind vom Serpentin vollständig aufgezehrt und nichts erinnert mehr an den ursprünglichen Mineralbestand.

Die bisher von dieser Lokalität betrachteten schwarzgrünen Serpentininfelse sind femische Gesteine; im Gegensatze dazu steht eine weißgraue bis hellgrünlich melierte Serpentinvarietät als ein salisches Gestein, welche wir zu dem bereits oben wiederholt angeführten und geschilderten Leukophit stellen müssen. Bei makroskopischer Betrachtung scheint das Gestein wesentlich aus einer dichten specksteinähnlichen Masse zu bestehen, in welcher sich ein Netzwerk von angereihten Magnetitkörnern hindurchzieht. Häufig bemerkt man jedoch, daß sich die weiße Mineralmasse aus sphäroidischen Körnern zusammensetzt, welche teilweise eine konzentrisch-schalige Struktur besitzen, also dem Leukophit angehören. —

Dünnschliffbild des leukokraten Lherzolithserpentins (Leukophit).

U. d. P. M. erkennen wir sofort, daß optisch ein echter Serpentin vorliegt, welcher im Auffalllicht blaßbräunlich, im Durchfalllicht farblos erscheint, den größten Teil der Schlifffläche beherrscht und allgemein typische Maschenstruktur sich bewahrt hat, er ist fast durchwegs hellbraun bestäubt, wobei das Pigment wolkenartig

verteilt ist; dabei können wir an vielen Maschen die konzentrisch-schalige Struktur beobachten. Diese Maschenstruktur deutet zweifellos auf die Entstehung aus Olivin, welcher nach der Verbreitung der Maschen zu schließen, den weitaus vorherrschenden Hauptgemengteil in diesem Gestein einstens bildete. Zwischen \times Nicols zeigt der Serpentin an den meisten Stellen ein mehr oder weniger dicht gestricktes Gewebe von Fasern und Balken, worin man zahlreiche runde und eckige Körner, parallelfaserigen Metaxit und radialfaserigen Pikrolith unterscheiden kann, letztere sind in der Regel Rotationsellipsoide, welche zum Teil eine konzentrisch-schalige Struktur, erstere aber eine sektorenähnliche Felderteilung besitzen. In dem herrschenden Serpentinaggregat eingeklemmt, bemerken wir hellere Stellen, die noch die alte Spaltbarkeit und Zerklüftung des Olivins deutlich erkennen lassen. Durch Anwendung des Gipsblatt-Kompensators konnte auch die höhere Doppelbrechung des Olivins als indigoblaue Interferenzfarbe II. Ordnung zur Erkennung gelangen, während der herrschende Leukophit bloß die Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.005$ nach Maßgabe der einheitlichen graublauen Interferenzfarben aufweist; die Lichtbrechung ist $n = \text{Kanadabalsam}$, optischer Charakter positiv, die Auslöschung erfolgt parallel und senkrecht zu den Fasern. Aus diesem Verhalten geht hervor, daß der farblose, beziehungsweise weiße Serpentin eine homoaxe Varietät des gemeinen Serpentins ist und sich nur durch den leukokraten Charakter von dem allgemein melanokraten Serpentin unterscheidet.

In dem solcherart beschaffenen Leukophitgewebe schwimmen nun zahlreiche Kristalle und Knäuel von Enstatit, weniger stark vertreten sind Reste von Andiopsid in Form von Trümmern verschiedener Abmessungen.

Der Enstatit ist mit kurzprismatischen Kristallen und morgensternähnlichen Zwillingsbildungen vertreten; in der Regel sind die Kristalle mit parallel den prismatischen Spaltrissen eingeschalteten Lamellen des Ilmenits polysynthetisch verwachsen; solche Enstatite sind gewöhnlich sehr feinfaserig, vielfach gebogen und haben dann ein nach Art von Strängen gedrehtes Aussehen; an einzelnen dieser lamellaren Enstatit-Ilmenitkristalle konnte auch eine Zwillingsbildung durch Gleitung nach $\frac{1}{2} P \infty (104)$ festgestellt werden sowie auch häufig undulöse Auslöschung daran bemerkt wurde. Schließlich ist noch die häufige Erscheinung zu erwähnen, daß die Serpentinisierung der gedachten Enstatitkristalle durch die Einwanderung der oberwähnten Pikrolith-Sphäroide mit isotropem Kern eingeleitet wird.

Der Andiopsid ist nur in wenigen restlichen Querschnitten erhalten, wahrscheinlich stand er im Ursprungsgestein unter den Hauptgemengteilen an dritter Stelle; derselbe zeigt auch die hohe Licht- und Doppelbrechung wie an den übrigen Punkten seines weiten Verbreitungsbezirkes, und zwar ist $\gamma - \alpha = 0.030$ nach Maßgabe der orange- und reingelben Interferenzfarben, auch ist er hier wie überall mit den schwächer doppelbrechenden Diallaglamellen polysynthetisch verwachsen, was seine Feinblättrigkeit bedingt. Ilmenitlamellen sind hier weit spärlicher als im Enstatit

zwischen geschaltet. Die Serpentinisierung beginnt durch Einwanderung längs der Diallaglamellen als Lösungsflächen, davon einzelne ergriffen sind, in dem noch sonst frisch erhaltenen Mineralüberrest. Die übrigen Merkmale unseres Andiopsids stehen mit derjenigen der übrigen Vorkommen auf dem Gangzuge in Uebereinstimmung.

Nach den soeben geschilderten Ueberresten des ursprünglichen Mineralbestandes dürfte es wohl keinem Zweifel unterliegen, daß das Ursprungsgestein ein olivinreicher Lherzolith war. Was die Struktur desselben betrifft, so haben wir an den beiden Pyroxenen eine innige körnige Verwachsung konstatiert, dagegen die herrschenden Olivine speziell mit dem Enstatit dicht verflochten sind, demzufolge das Ursprungsgestein unseres Leukophits am Volkmerberge, — soweit man aus den erhaltenen Ueberresten der Komponenten urteilen darf, tatsächlich eine echte Implikationsstruktur besaß. —

Nach Maßgabe der zuletzt betrachteten Peridotite nächst Wildschütz, Jauernig und Weißbach am nordwestlichen Ende der großen gangförmigen Dioritgabbrozone sehen wir eine merkwürdige Mannigfaltigkeit in der mineralischen Zusammensetzung petrographisch übereinstimmender ultrabasischer Gesteinstypen, mit den anderen pyroxenitisch-peridotitischen Gesteinsmassen längs des ganzen Zuges und am südwestlichen Ende desselben Dioritgabbroganges bei Nieder-Eisenberg und Buschin. Zweifellos hat in diesen Eruptionsschlotten, beziehungsweise Durchschlagsröhren die Förderung eines sehr nahe gauverwandten Magmas stattgefunden, welches in chemischer Beziehung eine merkwürdig gleichförmige Zusammensetzung hatte; trotz der gewaltigen streichenden Länge per 54.6 km, auf welcher diese mannigfaltigen Peridotite und Pyroxenite längs unseres dioritisch-gabbroiden Ganglakkolithen perlenschnurähnlich verteilt erscheinen und den letzteren sowohl am Liegenden sowie am Hangenden gleich Satelliten umschwärmen. —

Werfen wir einen Rückblick auf die mannigfaltigen Pyroxene, welche sich an der Zusammensetzung unserer ultrabasischen Stockgesteine beteiligen, so ist der lamellare Aufbau des überwiegend nicht homogenen Enstatits und des Andiopsids geeignet, die Schwankungen in der chemischen Zusammensetzung zu erklären. Dieselben sind als isomorphe Mischungen des Diopsidsilikats Si_2CaMgO_6 mit dem Enstatitsilikat $Si_2Mg_2O_6$ anzusehen, ungeachtet ihrer verschiedenen optischen und kristallographischen Eigenschaften, wie sie das Mikroskop enthüllt. Dasselbe gilt bezüglich des Diallags, welcher allgemein und speziell in unserem Falle dem Diopsid und Enstatit so nahe steht, weil er sich nicht nur an dem lamellaren Aufbau des Enstatits und Andiopsids beteiligt, sondern auch in seinen selbständigen Formen eine ähnliche Lamellenstruktur offenbart. Nachdem der Diallag chemisch zu derselben Mischungsreihe des Enstatit- und Diopsidsilikats gehört, will man dessen Selbständigkeit nicht gelten lassen, obwohl der letztere morphologisch und optisch so wesentlich verschieden ist, daß es unmöglich erscheint, diesen mit den beiden vorigen in einen Topf zu werfen. Der Umstand, daß sowohl der Diopsid mit dem En-

statit, der letztere mit dem Diallag und dieser wiederum mit dem Enstatit gesetzmäßig in selbständigen Individuen verwächst, erscheint als zweifelloser Hinweis auf den Dimorphismus sowohl des Enstatitgleichwie des Diopsidsilikats, welche beide sowohl monokline als auch rhombische Formen auszubilden vermögen. —

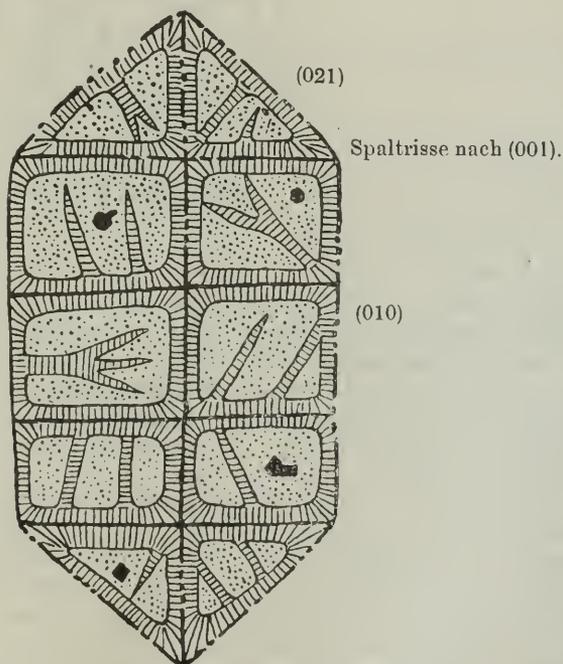
Ueber die Umwandlung des Serpentinfelsens zu Leukophit, Chrysotil und Talk am Volkmerberge.

An der Oberfläche und den Strukturflächen des Serpentinfelsens, vom Tage herab, soweit die Thermalquellen und Atmosphärien ihre Wirkungen äußern konnten, ist der gemeine Serpentin zu Leukophit verändert und zu Chrysotil regeneriert worden. Durch diesen Prozeß wird die versteckte Mikrotextrur des Serpentin wieder aufgedeckt, welche bei der Serpentinisierung verwischt worden war. Der aus Diallag entstandene metaxitische Serpentin ist in faserigen, beziehungsweise blätterigen Talk umgewandelt, dabei die großen Talkblätter zufolge ihres Perlmutterglanzes aus

Fig. 30.

Endstadium der Olivinumwandlung.

Olivinschnitt nach (100).



Spaltrisse nach (010).

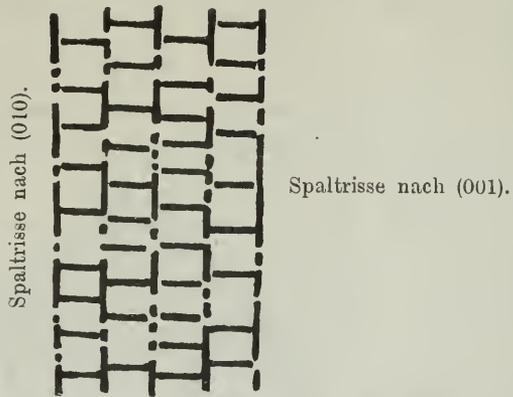
Magnetit = schwarz. — Chrysotil = schraffiert.

Leukophit = punktiert.

ihrer Umgebung talkartiger Substanzen scharf aufblitzen. — Auch die Olivintextur kommt bei der Leukophit- und Chrysotilbildung wieder zum Vorschein, welche infolge der Serpentinisierung verschwunden war (siehe vorstehende Abbildung 30). Zunächst sehen wir, daß die schwarzen, metallisch glänzenden Magnetitschnüre, welche sich auf den Spaltrissen und Sprüngen ausgeschieden haben, scharf von ihrer farblosen Umgebung abheben und das Maschennetz bilden, an diese haben sich gegen das Mascheninnere hin Regenerationen des Serpentin, und zwar parallel- und radialfaserige farblose Chrysotilsäume konzentrisch schalig angegliedert, gleichzeitig ist der Chrysotil auf Adern und Spalten in das

Fig. 31.

Olivinschnitt nach (100).
Serpentinisiert.



Magnetit = schwarze Schnüre. — Leukophit = weiße Maschen.

Mascheninnere vorgedrungen. Die Maschen selbst haben in diesem Stadium noch aus schwarzgrünem gemeinem Serpentin bestanden, sie wurden schließlich in gelblichweißen und dichten Leukophit umgewandelt. Gemeiner Serpentin und Leukophit sind durch allmähliche Uebergangsglieder untereinander verknüpft. Magnetit, Chrysotil und Leukophit bilden demzufolge schalige Sphäroide mit dem letztgenannten Mineral als Kern.

Infolge der Volumverminderung erscheint der Leukophitkern mehr oder weniger zerklüftet und zerbröckelt, welcher alsdann durch die Einwirkung der Atmosphärrillen napfförmig ausgehöhlt wird. Magnetit und Chrysotil bilden in diesem Endstadium überhöhte scharfe Grate und Stege; diese letzteren erscheinen als ein regelloses Geäder um die Näpfe und Poren, welche an Stelle der Maschen entstanden sind.

Durch die fortschreitende Verwitterung werden an dem Olivinserpentin des Volkmerberges regelmäßig angeordnete Maschennetze bloßgelegt, wie obenstehend (Fig. 31) skizziert. Diese leiterförmigen

Maschen sind nicht etwa zufällig entstanden, sondern sie entsprechen Querschnitten des Olivins nach (100), die vertikalen Balken (oder Stege) gehen alsdann den Spaltrissen nach (010) parallel, während die horizontalen Balken (beziehungsweise Grate) den absätzigen Spaltrissen nach (001) des Olivins folgen.

C. Ueber die Alkalipyroxenite bei Weißbach und Waldeck.

Am Volkmerberge bei Weißbach und der Viehbichkoppe bei Waldeck hat der Verf. neue titanreiche Pyroxenite entdeckt, welche durch ihren hohen Gehalt an Titansäure, beziehungsweise durch die in ihrem Mineralgemenge dominierenden Titanminerale Ilmenit, Titanmagnetit, Titanit und Rutil auffällig charakterisiert erscheinen und für welche der Sammelname Titanolith in Vorschlag gebracht wird. Die Zusammensetzung dieser merkwürdigen Pyroxenite ist teils eine ternäre (Weißbach), teils eine binäre (Waldeck), ohne Spuren von Serpentinisierung; stets bleibt für dieselben die große Menge der Titanminerale, beziehungsweise der hohe Gehalt an Titansäure bezeichnend, was auf die Abstammung von einem essentischen Magma unverkennbar hinweist. Von der Gewißheit dieses Zusammenhanges werden wir uns an der Hand der folgenden mikroskopisch-optischen sowie der chemischen Analyse die nötige Ueberzeugung verschaffen.

Titanolith (Ilmenit-Enstatit-Diallagfels) vom Volkmerberge bei Ober-Weißbach.

Makroskopisch und mit Hilfe des binok. Mikroskops konnte der Verf. an Streupräparaten feststellen, daß Diallag und Enstatit scheinbar die wesentlichen Komponenten dieses dunkelgrauen Gesteins bilden, soviel sich an den relativ frisch erhaltenen und nicht zu weitgehend modifizierten Gesteinspartien erkennen läßt; hierzu tritt feinkörniger Feldspat, dessen Menge größeren Schwankungen unterworfen ist. Die Menge des eingesprengten Magnetits scheint mäßig zu sein, demzufolge das Gestein nur einen schwachen Einfluß auf die Magnetnadel äußert; es ist daher nur schwacher, beziehungsweise einfacher Magnetismus vorhanden, welcher der Polarität entbehrt. Die beiden Pyroxene halten sich wohl bezüglich ihres Mengenverhältnisses allgemein das Gleichgewicht, doch ist dasselbe Schwankungen unterworfen, derartig daß Diallag gegen Enstatit vorherrscht oder umgekehrt. Das hohe spezifische Gewicht, seine Feldspatarmut sowie die Vergesellschaftung und gleiche geologische Stellung innerhalb unserer großen Reihe sporadisch verteilter Pyroxenite und Peridotite, nähert das in Rede stehende Gestein derselben Reihe.

Betrachten wir nun die genannten Komponenten näher, so finden wir, daß der Diallag im Rückstrahllicht meist dunkelgrau bis weißgrau ist, im Durchstrahllicht goldgelb bis farblos, ausgezeichnet großblättrig nach (100) mit paralleler Längsstreifung und metallartigem Perlmutterglanz auf der Fläche vollkommener Teilbarkeit (100), welchem Verhalten zufolge wir wohl diesen Teil des

Pyroxens dem Diallag zuweisen müssen. Als Seltenheit verdienen dicktafelförmige Individuen hervorgehoben zu werden, begrenzt von den drei Pinakoiden, und zwar herrschenden $\infty P \infty (100)$ untergeordnet $\infty P \infty (010) . o P (001)$.

Der Enstatit ist in erbsgroßen Körnern vertreten, die im rückfallenden Licht weißgelb, im durchfallenden Licht blaßgelblich bis farblos erscheinen, vorwiegend sind jedoch feinkörnige gleichgefärbte Aggregate.

Der Feldspat gehört zum Plagioklas, derselbe ist in xenomorphen Körnern gegenwärtig, besitzt eine mit Richtung der Brachydiagonale gestreckte Leistenform, seine breiten Lamellen sind nach dem Albitgesetz parallel M polysynthetisch verzwilligt, wie man nach den alternierenden aus- und einspringenden Winkeln des körperlichen Bildes u. d. binok. M. sehr gut verfolgen kann. Nach Maßgabe der breiten Lamellen dieses Plagioklases kann man auch in diesem Gestein auf ein stark basisches Mischungsglied schließen.

Der Magnetit ist, was seine Verteilung betrifft, den vorgenannten Komponenten in makroskopisch kleinen Körnchen reichlich eingesprengt; auch einzelne größere rundliche Körner da und dort vorhanden, Kristalle sind selten.

Olivin wurde nirgends beobachtet.

Dünnschliffbild des Titanoliths am Volkmerberge.

U. d. P. M. beobachten wir zunächst, daß sich dieses Gestein in einem viel weiter fortgeschrittenen Zustande der Umwandlung befindet, als man nach der makroskopischen Untersuchung vermutet, jedoch ohne Spuren von Serpentinisierung, sondern zu Titanit nebst Kalzit. Von den ursprünglichen Hauptgemengteilen sind im Gestein große Diallag- und Enstatit-Individuen erhalten geblieben, jedenfalls war das Gestein ursprünglich ein grobkörniges Gemenge der gedachten Pyroxene; als dritter Hauptgemengteil ist noch Ilmenit, hauptsächlich aber aus demselben sekundär hervorgegangener Titanit anzuführen. Zu den Nebengemengteilen gehört sekundär ausgeschiedener Kalzit und Talk nebst primärem Magnetit.

Der Enstatit zeigt große, breit- und kurzprismatische Kristalle mit scharf markierten geradlinigen Spaltrissen nach (100); auch größere und kleinere Knäuel von kleinen Enstatiten. Wir sehen jedoch selbst an größeren Enstatiten keine Verbiegungen und Knickungen, dagegen Zwillingsbildung nach $\frac{1}{4} \bar{P} \infty (104)$, welche man auf Gleitung zurückführt. Die gesetzmäßigen Einschlüsse von parallel (110) eingelagerten Lamellen des Diallags fehlen auch hier nicht und sind speziell im vorliegenden Falle ungewöhnlich breit und vielfach wiederholt. In Schnitten nach (010) löscht der Enstatit gerade aus, der Diallag unter $\sphericalangle 40^\circ$ aus, gemessen im stumpfen Winkel β ; oft befinden sich diese Lamellen zueinander in Zwillingsstellung, was sich aus ihrer symmetrischen und alternierenden Auslöschung ergibt. Außerdem finden wir darin öfters ausgebreitete Haufen von schlackigem Ilmenit und Magnetit, welche auch mitunter die Enstatitkristalle umkränzen.

Der Diallag ist im Auffalllicht grünlichgrau mit metallartigem Schiller, im Durchfalllicht völlig farblos, ohne Pleochroismus, große formlose Individuen mit ausgezeichneter Teilbarkeit nach (100), welche auf (010) den prismatischen Spaltrissen parallel läuft. Der Diallag steht mit Enstatit in paralleler lamellarer Verwachsung dergestalt, daß beide Mineralien das Prisma gemein haben, so daß die Spaltrisse durch beide gehen; die Enstatitlamellen unterscheiden sich leicht durch ihre geringe Doppelbrechung und die Lage der Auslöschungsrichtungen von den Diallaglamellen; neben diesen streng orientierten Verwachsungen von Diallag und Enstatit sind auch solche zu erwähnen, welche zum Teil flammenartig dem Perthit, sowie auch wurmähnlich dem Myrmekeit gleich sind. Außerdem sind dem Diallag spärlich dicke Lamellen von Ilmenit parallel (100) eingeschaltet. Die gedachten Einschaltungen im Verein mit der Spaltbarkeit bedingen die überaus feinfaserige Struktur unseres Diallags. Schließlich sind noch jene häufigen schwarzen, bald längeren, bald kürzeren und dünnen Striche hervorzuheben, die zum Teil parallel (100) eingelagert erscheinen und den metallartigen Schiller auf den Ablösungsflächen bedingen?

Im Dünnschliffbilde drängt sich uns ferner eine große Menge von Ilmenit auf, welche in den Pyroxenen zur Ausscheidung kam und den prismatischen Spaltrissen derselben folgend, sich zu einem rechtwinkeligen Maschennetz ausgestaltet hat; außerdem hat sich der Ilmenit mit dem Magnetit zu mehr oder weniger ausgebreiteten Körnerhaufen vereinigt. — Olivin und Feldspäte fehlen nach Maßgabe der untersuchten Dünnschliffe dem Gesteinsgemenge gänzlich. —

Umwandlungs-Erscheinungen.

Merkwürdig sind die ausgebreiteten Umwandlungen des ursprünglichen Mineralbestandes, welche speziell den Ilmenit betraf, dagegen die Serpentinisierung ausschloß. Um den Ilmenit herum oder in dessen Begleitung finden wir ausgebreitete Fetzen und Lappen oder kleinere und größere Körner von Titanit, der das Dünnschliffbild geradezu beherrscht, oft sind große Kristalle als rhombische Schnitte derselben inmitten des Diallags eingeschlossen. Der Titanit ist leicht zu diagnostizieren, und zwar sowohl durch die hohe Lichtbrechung, welche hohes Relief, runzelige Oberfläche sowie dunkle Reflexionsränder bedingt, als auch die hohe Doppelbrechung welche unter \times Nicols die mattschimmernden Interferenzfarben von matt purpur und grüngelb hoher Ordnung liefern. Infolge der ungewöhnlich starken Dispersion löschen viele Schnitte entweder gar nicht oder nur unvollständig aus; nur bei Verwendung des Gipsblatt-Kompensators erzielt man die für Titanit charakteristische Auslöschungsschiefe. Uebrigens ist der Titanit im Auffalllicht durchwegs weißgrau, im Durchfalllicht völlig farblos.

Zwischen dem Titanit hindurch ziehen sich zahlreiche große Körner von Kalzit, die zumeist polysynthetisch nach $-\frac{1}{2}R$ (01 $\bar{1}$ 2) verzwillingt sind, häufig sieht man Titanitkörner inmitten des Kalzits von diesem rings umschlossen; es ist dies ein bei der

Zersetzung des Titanits häufig beobachteter Vorgang. Der Kalzit ist im Schliff farblos, infolge hoher Doppelbrechung unter \times Nicols weißliche, rote und grüne Polarisationsstöne hoher Ordnung; erhebliche Differenz im Relief der Kalzitschnitte, je nachdem ω - oder ε -Strahl denselben durchläuft und auffällig verschiedene Absorption der beiden Strahlen $\omega > \varepsilon$, insbesondere in benachbarten Zwillingslamellen scharf ausgeprägt.

Die restlichen Zwischenräume, welche die gedachten Umwandlungsprodukte übrig ließen, sind durch ein farbloses überaus feinschuppiges Aggregat von niedriger Licht- und hoher Doppelbrechung ausgefüllt, das nach den muskovitähnlichen Interferenzfarben zu schließen, wohl dem Talk angehören dürfte. Infolge der fast submikroskopischen Kleinheit löscht das Talkaggregat zwischen \times Nicols in keiner Stellung aus: Dieser ausgebreiteten Talkbildung fällt zuerst und hauptsächlich der Diallag zum Opfer.

Die oben geschilderten beiden Pyroxene sind wohl in großen Individuen selbständig auskristallisiert, jedoch gegenseitig dergestalt durcheinandergewachsen, daß das unversehrte Gestein jedenfalls Implikationsstruktur besaß.

Nach vorstehendem Ergebnis der Dünnschliff-Untersuchung war das frische Gestein ursprünglich sehr wahrscheinlich ein Ilmenit-Enstatit-Diallagit, welcher durch starke Beteiligung der Titanmineralien im Gesteinsgemenge, seine Zugehörigkeit zu den Pyroxeniten der Alkaligesteinsreihe bekundet.

In der Nachbarschaft des in Rede stehenden Vorkommens, das heißt in der „Alten Gos“ ist später Nephelinbasalt aufgebrochen¹⁾, worin wir ebenfalls einen Hinweis auf einen daselbst in der Tiefe liegenden Magmaherd von Alkaligesteinen erblicken müssen.

Auf den Inseln Gomö und Longö bei Kragerö in Südnorwegen finden sich in dem dortigen Hyperit, Massen aus Ilmenit und rhombischem Pyroxen bestehend, die von J. H. L. Vogt Ilmenit-Enstatite genannt worden sind. —

Titanolith (Diallag-Titanmagnetitfels) epidotisiert etc., auf der Viehbichkoppe bei Waldeck südwestlich Jauernig.

Auf dieser Koppe, einem Ausläufer des dominierenden Rösselberges (Kote 849 m) im Bielengebirge, ungefähr 1000 Schritte südlich der Kirche zu Waldeck, befindet sich ein derzeit auflässiger Stollen, mit welchem auf ein Magneteisenerz oder richtiger gesagt auf magnetitführende Gesteine geschürft wurde. Den als Aufschluß dienenden Stollen hat man im Gneis vorgetrieben, Kalklager kommen daselbst ebenfalls vor, da ich Kalkblöcke in der alten Stollenhalde vorfand. Die Gesteine, welche untenfolgend eingehend untersucht werden sollen, entnahm ich der dicht am Stollenmundloch angeschütteten Erz- und Berghalde, sie stammen also aus dem Stollen, aus dem sie zutage gefördert wurden. Dieser Stollenbetrieb soll angeblich wegen eines darin vorgekommenen Unglücksfalles zum Still-

¹⁾ Siehe bei J. Guckler, l. c. pag. 171.

stand gekommen sein! Nachdem das Stollenmundloch nicht offen steht, der Stollen also nicht befahrbar ist, konnten auch über die Mächtigkeit, Verbreitung sowie die Lagerungsverhältnisse der nachfolgend untersuchten Gesteine keine Anhaltspunkte gewonnen werden.

Etwas höher nach dem Scheitel der Viehbichkoppe fand ich noch einen zweiten kleineren Schurfversuch auf die nämlichen magnetitführenden Gesteine.

Die in Rede stehenden eisenreichen Gesteinsmassen durchbrechen körnigen oder grobfaserigen Granitgneis (des am Rösselberge herrschenden Gesteins) nächst der Grenze der Landeck-Krautenwalder Glimmerschieferzone (Schieferhülle). Am Nordgehänge des Rösselberges beim sogenannten „Grünen Krenz“ steckt ein isolierter Stock von Hornblendesyenit in demselben Granitgneis, während gegen NW hin auf der Leithnerkoppe ein Aufbruch von Nephelinbasalt sich befindet¹⁾. Wie man sieht, liegt hier ein Grenzgebiet mannigfaltiger Eruptivgesteine der Alkalikalkreihe sowie auch der Alkalireihe vor.

Die hierorts neu aufgefundenen Gesteine sind in petrographischer Hinsicht von hohem wissenschaftlichem Interesse und sollen denselben folgende Mitteilungen gewidmet sein. Wir werden uns alsbald die Ueberzeugung verschaffen, daß eine feldspatfreie bis feldspatarme pyroxenitische Fazies von Alkaligesteinen vorliegt und scheint die Annahme naheliegend, daß der Magmaherd unseres metamorphen Dioritgabbroganges neben den Kalkalkaligesteinen in diesem Grenzgebiet auch Gesteine der Essexitfamilie gefördert hat, welche letztere als das analoge Glied der Alkaligesteinsreihe erscheint.

Wir beginnen mit dem stark modifizierten Titanmagnetit-Diallagfels, für welchen wir wegen seinem Reichtum an Titanmineralien den Namen Titanolith adoptieren, obwohl er eine etwas abweichende mineralische Zusammensetzung hat, als der Titanolith vom Volkmerberge bei Weißbach.

Makroskopische Untersuchung des Titanoliths mit Hilfe des binok. Mikr.

Fleck- und lagenweise metallisch glänzende Stufen dieses Gesteins bestehen wesentlich aus klein- bis großblättrigem Diallag, Epidot in Kristallen und Körnern, mehr oder weniger eingesprengt mit Magnetit, untergeordnet sind Feldspate, Quarz und Kalzit. — Eisen-schwarze diallagreiche und Magnetit eingesprengte Gesteinspartien wechseln fleck- und lagenweise mit zeisiggelben ab, welche aus körnigem Pistazit bestehen, dazwischen finden sich dunkelgrau melierte Gesteinspartikel, die aus Diallag und mehr Feldspaten zusammengesetzt sind. Diallag und Epidot sind häufig innig miteinander verwachsen und durch Uebergänge verknüpft, so daß letzterer als das Umwandlungsprodukt des ersteren zu betrachten ist. Da und dort bemerkt man unter den Komponenten auch dünnstengelige, langprismatische, parallel- und

¹⁾ Siehe Sektion Glatz der geologischen Karte vom niederschlesischen Gebirge. Berlin 1867 und beiliegende geologische Karte.

quergelagerte Amphibolaggregate ebenfalls mit dem Diallag innig verwachsen, über deren sekundäre Entstehung aus Diallag kein Zweifel obwaltet.

Des weiteren findet man in unserem Gestein grobkristalline Gemenge von großblättrigem Diallag und Epidot mit etwas Feldspat, mehr Quarz und reichlichem Kalzit innig verwachsen. Dasselbst öffnen sich auch Drusenräume im Gestein, worin Amphibol, beziehungsweise Aktinolith in langprismatischen, breitstengeligen und nadelförmigen Individuen, den Kalzit, Quarz und Feldspat kreuz und quer durchspießen sowie vom körnigen und säuligen Epidot durchwachsen sind. Zweifellos sind es auch in diesem Falle Regenerationen des Ursprungsgesteins. Auch sonst ist der Kalzit in feiner Verteilung im Gestein vorhanden, demzufolge dasselbe mit Säuren sehr lebhaftes und andauerndes Aufbrausen zeigt und ersehen daraus, in welchem hohem Maße das Gestein durch die gedachten Umwandlungsvorgänge in Mitleidenschaft gezogen wurde. Mit dieser letzteren geht die Entwicklung schiefrieger Struktur in dem Gestein Hand in Hand, so daß dasselbe äußerlich dem Glimmerschiefer ähnlich wird.

An den obgenannten Gesteinskomponenten konnte ich folgende Einzelheiten beobachten: Vorherrschend sind kleinschuppige Aggregate des blättrigen Diallags, durch ihren starken metallartigen Perlmutterglanz auf (100) auffällig; bei fortschreitender Verdichtung der Blättchen verschwindet dieser Glanz und wir sehen in dem Gestein matteisenschwarze und metallischglänzende Gesteinspartien abwechseln. Daneben und in anderen Stufen ist der Diallag großblättrig, zeigt jedoch nur lebhaften Perlmutterglanz oder bloß Fettglanz auf (100); derselbe ist schwarzgrün bis olivgrün, im Durchfalllicht graugrün und gelblichgrün; Kristalle sind selten; da und dort begegnen wir großen Diallagindividuen, weniger blättrig, aber mit deutlicher Spaltbarkeit nach (110). — Außer dem schwarzgrünen Diallag findet sich in vielen Stufen ein meist großblättriger haar- und kastanienbrauner Diallag, im Durchfalllicht goldgelb und gelbbraun, jedoch nur fettglänzend, seltener Perlmutterglanz, mit orthopinakoidaler Teilbarkeit und zuweilen metallischem Schiller darauf. — Haar- und kastanienbraune Kristalle des Diallags von ∞P (110) begrenzt und mit vollkommener Spaltbarkeit nach (110) ausgestattet, die sich bis zur Feinfaserigkeit steigert, sind keineswegs selten; die mitunter ziemlich langen Prismen zeigen alsdann scharfe Querabsonderung senkrecht c . — Ferner sind mit dem großblättrigen Diallag innig verwachsen einzelne pechscharze langprismatische Augite gefunden worden, welche durch ihre vollkommene Spaltbarkeit nach (110) und durch Querabsonderung nach (001) auffallen. — Im ganzen genommen ist jedoch der braune Diallag untergeordnet, vorherrschend in den meisten Handstufen der dunkelgrüne Diallag. —

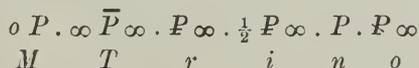
Die Menge des Feldspats ist im allgemeinen spärlich, jedoch in den einzelnen Handsteinen Schwankungen unterworfen und da und dort nicht unbedeutend; er ist meistens feinkörnig, glasklar, farblos bis rauchgrau. An einzelnen bis 10 mm großen Feldspaten konnte ich

u. d. binok. M. die Natur derselben nach der polysynthetischen Zwillingbildung feststellen. Es ist ein langprismatischer, nach der Kante $P:M$ gestreckter dünn- und dicktafeliger Plagioklas und durch eine überaus zarte Längsstreifung parallel dieser Kante ausgezeichnet. Spaltbarkeit nach (001) sehr vollkommen, nach (010) weniger vollkommen. Indem sich diese Tafeln nach M in Zwillingstellung polysynthetisch wiederholen, tritt solcher lamellarer Bau des Plagioklases mit seinen alternierenden ein- und ausspringenden Winkeln der P -Flächen u. d. binok. M. sehr plastisch hervor. Nach den vorwiegend sehr breiten Lamellen zu schließen, gehört unser Plagioklas einem sehr basischen Mischungsgliede dieser Reihe an. — Der Plagioklas enthält in der Regel zahlreiche Einschlüsse, und zwar teils von Diallagblättern, teils ist er von vielen und langen Aktinolithnadeln und auch von Hornblendep Prismen durchspießt. Derselbe umschließt hier und dort einzelne Epidotsäulen und ist auch mit vereinzelten Magnetitkörnern eingesprengt.

Der Magnetit ist im Diallag reichlich vorhanden, dagegen fehlt er im Pistazit, bei dessen Bildung er verwendet wurde; derselbe ist gewöhnlich in größeren Oktaedern oder in zahllosen kleinen Körnern vertreten; seine Menge ist in der Regel so groß, daß er einen mäßigen Einfluß auf die Magnetnadel ausübt; das Gestein besitzt demzufolge in seinen eisenschwarzen, stark metallisch glänzenden Partien ein auffallend hohes spezifisches Gewicht. Dieser Gehalt an Magnetit gab wohl auch den Anlaß zu den auf unserem Gestein umgehenden Eisenerzschürfungen.

Neubildungen.

Der Epidot (Pistazit) bildet zeisiggrüne bis gelbgrüne, vorherrschend feinkörnige Aggregate oder häufig auch nach der Orthodiagonale langgestreckte Säulen, parallel und zu Gruppen verwachsen; diese letzteren dort angesiedelt, wo sich im Gestein freier Raum, wie beispielsweise in den vielen Drusen, dargeboten hat. Dasselbst wurden auch kurzsäulige modellscharfe Epidotkristalle beobachtet, welche nicht nur in der Hauptzone, sondern auch terminal gut ausgebildet waren und deren Kombination u. d. binok. Mikr. festgestellt werden konnte, und zwar:



Auch Zwillinge nach $\infty P \cdot \infty$ (100) dieser letzteren Kombination, mit deutlicher Rinne zwischen den beiden Individuen. Ferner Kristalle wie umstehende Abbild. 32, welche eine Projektion auf das Klinopinakoid darstellen und andere komplizierte Formen. Die in Epidot (Pistazit) umgewandelten Gesteinslagen und unregelmäßigen Partien sind infolge der Substanzverluste von zahlreichen Drusenräumen durchzogen, worin zahllose Epidotsäulen den nötigen Raum zur freien Ausbildung fanden.

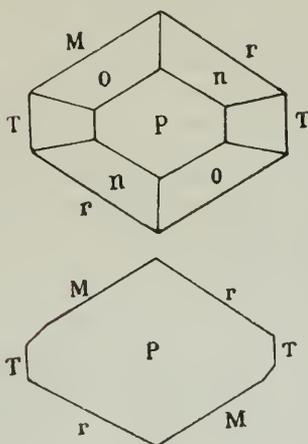
Wie bereits oben erwähnt, findet zwischen dem Diallag und dem körnigen Pistazit ein allmählicher Uebergang statt, sehr oft

stößt man deshalb auf förmliche Gemenge von Diallag und Pistazit, oder in den grobkörnigen und drusigen Gesteinspartien kann man im säuligen Epidot noch zahlreiche Blätter von Diallag finden. Diese Verhältnisse sowie der Umstand, daß die ausgeprägte Blätterigkeit des pyroxenitischen Bestandteils zuweilen noch dem Pistazit erhalten blieb, spricht entschieden dafür, daß der letztere aus dem ertseren unter Mitwirkung des Feldspats hervorgegangen ist. Bei diesem Prozeß der Epidotisierung gelangte neben Quarz auch Kalzit sowie gelbockriger Limonit zur Abscheidung, welche wohl zumeist im Gestein anwesend erscheinen.

Fig. 32.

Makroskopische Epidotsäulen.

Projektion auf (010).



Spatige Kalzitaggregate begleiten stets den Pistazit, auch sonst finden sich Ueberrindungen des Kalzits im Gestein verbreitet. Einzeln eingesprengte Kalzite zeigen das Grundrhomboeder R mit ausgezeichneter polysynthetischer Zwillingsbildung nach $-\frac{1}{2}R(01\bar{1}2)$.

Gleichwie die Epidotbildung, ist auch die Umwandlung des Diallags unter Mitverwendung des Feldspats zu einem feinschuppigen Serizit von besonderem Interesse; dessen seidenglänzende Aggregate sich in manchen lagenförmigen Gesteinspartien überall sowie speziell auf Strukturflächen verbreiten und den Perlmutterglanz des Diallags weiter steigern, so daß das Gestein bisweilen dadurch einen glimmer-schieferähnlichen Habitus empfängt. Die Epidot- und Serizitbildung läuft schließlich auf eine Saussuritisierung des Gesteins hinaus.

Dünnschliffanalyse des Titanoliths von der Viehbichkoppe bei Waldeck.

U. d. P. M. wird die Kenntnis dieser weitgehend modifizierten Gesteine wesentlich erweitert, denn wir finden darin als neuen

Hauptgemengteile eine Unmasse von Titanmineralien und wird der dadurch bedingte hohe Gehalt an TiO_2 durch die unten folgende chemische Analyse bestätigt. Das Gestein hat wohl ursprünglich wesentlich aus Diallag und Titanmagnetit nebst spärlichem Feldspat bestanden, hat aber durch mannigfaltige Umwandlungsprozesse tiefeingreifende Veränderungen seines Mineralbestandes erfahren, und zwar geht der Diallag der Umwandlung in ausgebreitete mittelkörnige Aggregate von gelbgrünem Epidot entgegen, unter Ab-scheidung von zahlreichen größeren Körnern des Kalzits. Aus der Umsetzung des Titanmagnetits nebst Diallag sind vor allen anderen ausgebreitete Gewebe von Titanit nebst Rutil hervorgegangen, worin noch viele Kristalle von Titanmagnetit enthalten sind; ferner liegen darin parallel gestreckte Blättchen von farblosem Muskovit, grünem parallelblättrigem Chlorit und nahezu submikroskopische Aggregate von Serizit und andere nicht näher bestimm-bare Substanzen, welche Gemengteile untereinander parallele Anordnung zeigen, was zur Ausbildung von Schieferstruktur führt.

Der Diallag ist nur in wenigen Schnitten erhalten; derselbe ist im Schliff gelbbraun bis haarbraun, der Pleochroismus ist $a=c$ dunkelbraun, b gelblichbraun, die kräftigen Eigenfarben verdecken die Interferenzfarben. Es sind große unregelmäßig gestaltete Individuen mit ausgezeichneter prismatischer Spaltbarkeit nach (110), die sich bis zur Feinfaserigkeit steigert, wie man sich an den wenigen unvollständig erhaltenen Basisschnitten leicht überzeugen kann. In einzelnen gelbbraunen Individuen bemerkt man in Längsschnitten breitgestellte grobe Spaltrisse nach (110) und diesen letzteren parallel eingeschaltete Lamellen von farblosem, schwächer doppeltbrechendem Augit, mit einer nur wenig größeren Auslöschungsschiefe und gleichsinniger Achsenlage. Der optische Charakter der Hauptzone ist positiv. Außerdem sehen wir viele Fetzen und andere Ueberreste großer Diallagindividuen unter den übrigen Komponenten verteilt. Der Diallag ist vom Granat der Form ∞O (110) mit zentralgehäuften Einschlüssen und vielen Kristallen O (111) und $\infty O \infty$ (100) des Titanmagnetits eingesprenkt.

Umwandlungen. An dem Diallag können wir in ausgebreiteten Schliffpartien die Umsetzung des Diallags in ein Gewebe von Titanit nebst Rutil sowie etwas faserigen Chlorit, worin man eine auffallend große Menge des Titanmagnetits nebst einzelnen größeren Körnern des Kalzits ausgeschieden findet. In anderen Schliffpartien können wir die Umsetzung des braunen Diallags in ausgebreitete mittelkörnige Aggregate von Epidot nebst großen Körnern des Kalzits verfolgen; außerdem gesellen sich auch diesfalls Titanitaggregate und Kristalle von Titanmagnetit, allerdings nur sparsam, hinzu.

Der Epidot ist in morphologischer Hinsicht ziemlich formenreich, und zwar werden hauptsächlich im Schliff beobachtet: Einfache hexagonale und rhombische Durchschnitte begrenzt von

$$\begin{array}{ccc} oP(001) & . & P \infty(101) & . & \infty P \infty(100); \\ M & & r & & T \end{array}$$

durch Ausfall von T ergibt sich die den kleinsten Körnern eigentümliche und am häufigsten vertretene rhombische Form. Die größeren Individuen sind begrenzt durch:

$$\infty P \infty (100) \cdot oP (001) \cdot P \infty (101) \cdot \frac{1}{2} P \infty (021)$$

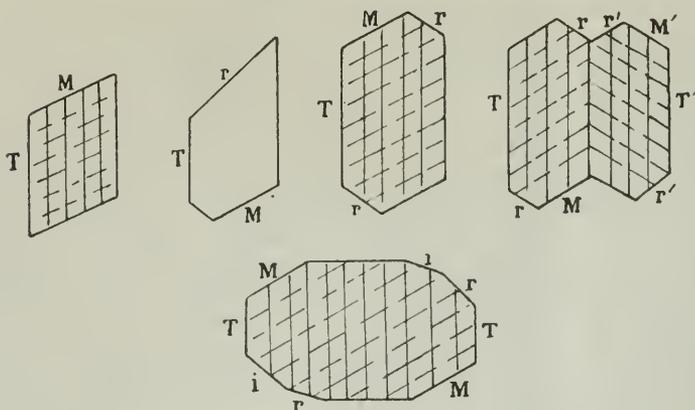
$T \qquad M \qquad r \qquad i$

und an den beiden Enden $P (111) \cdot P \infty (011)$; letztere Komb.-Form
 n

geht häufig Zwillinge ein mit $\infty P \infty (100)$ als Zwillingsfläche, mit tiefer Rinne zwischen den beiden Individuen, jedoch nicht mehrfach wiederholt. (Siehe beistehende Abbild. 33.)

Fig. 33.

Mikroskopische Epidotschnitte nach (010).



Habitus der Kristalle kurzprismatisch nach der Symmetrieachse gestreckt, M und T annähernd im Gleichgewicht; der Spaltung nach (001) entsprechen nur spärliche Risse, dagegen diejenigen nach (100) scharf und anhaltend sind. Die Farbe im Schliiff ist hellgelblichgrün und zitronengelb, kein Pleochroismus; Lichtbrechung stark, daher scharfgeschnittenes Relief; Doppelbrechung hoch bei negativem Charakter, und zwar ist nach dem Schema von Michel-Levy und Lacroix $\gamma - \alpha = 0.037$ in Schnitten nach (010) mit der höchsten Interferenzfarbe, dem Dunkelvioletrot am Ende der II. Ordnung, dagegen auf den anderen Schnitten niedrigere Interferenzfarben. Die Auslöschungsschiefe auf (010) wurde gegen die Spaltrisse nach (100) mit $26^\circ 30'$ gemessen.

In den Epidotaggregaten finden sich (wie bereits oben erwähnt) Relikte des Diallags zerstreut, Titanmagnetit ist nicht reichlich ausgeschieden, stellenweise wurde der Eisengehalt ganz zur Epidotbildung verwendet, daher dort Magnetit fehlt. In der Nähe des

Diallags findet man im Epidotaggregat unregelmäßige Ueberreste von Feldspatkörnern erhalten, soweit diese nicht bei der Epidotbildung konsumiert wurden.

Der Titanit bildet ausgebreitete, fast submikroskopische Aggregate, die infolge ihrer Kleinheit und starken Dispersion ohne Einwirkung auf das polarisierte Licht erscheinen; sie sind völlig farblos oder durch Interpositionen rauchgrau bis eisenschwarz, das erhabene Relief und rauhe Oberfläche läßt auf hohe Licht- und Doppelbrechung schließen. Unter Anwendung starker Systeme erfolgt Aufhellung und wir erkennen ein überaus feinkristalliges Gewebe von Leistchen und größeren Tafelchen, welche letztere gedrängte Längsstreifung zeigen; erst unter Zuhilfenahme des Gipsblattkompensators erhalten wir die matten weißlichen irisierenden Interferenzfarben hoher Ordnungen, woraus sich $\gamma - \alpha = 0.120$ ergibt. An die Leistchen und Tafelchen des Titanits setzen sich gelbbraune Rutilaggregate in Form von Haaren, Nadeln und Faserbüscheln an. Außerdem wird das Titanitaggregat von Ueberresten des braunen Diallags durchzogen, worin wir wohl einen unverkennbaren Hinweis auf die stattgefundenen Umwandlungsvorgänge zu erblicken haben. Daß ein Teil des Titanits, und zwar die grobkörnigen Aggregate, mit ihren isometrischen, dem tesseralen System ähnlichen Formen zum Perowskit gehören, ist wahrscheinlich, wofür auch das isotrope Verhalten seiner Schnitte und der noch höhere Brechungsexponent sprechen würde. Ob ein Teil des Titanits zu den primären Gemengteilen gehört, bleibt dahingestellt, der andere hat sich aus der Umsetzung des Diallags gebildet, während ein dritter Teil von dem Titanmagnetit abstammt.

Auf Grund der vorstehenden makro- und mikroskopischen Untersuchung können wir den Mineralbestand des Ursprungsgesteins feststellen; dasselbe war einfach aus braunem und grünem Diallag mit eingesprengtem Titanmagnetit als Hauptgemengteilen und spärlichem Feldspat als Nebengemengteil zusammengesetzt; alle übrigen mannigfaltigen Gemengteile erscheinen bloß als Umwandlungsprodukte der vorigen. Die Ausscheidungsfolge ist: Magnetit, Diallag und zuletzt Feldspat. Die Struktur war eine hypidiomorph-körnige, gleichwie in anderen Pyroxeniten. Das Ursprungsgestein ist demzufolge ein Titanmagnetit-Diallagit, den wir gleich dem Pyroxenit vom Volkmerberge wegen seines großen Gehaltes an Titanmineralien unter dem Namen Titanolith zusammenfassen. Von der auf unserem Gangzuge der Peridotite und Pyroxenite eine solche bedeutende Rolle spielenden Serpentinisierung finden wir im vorliegenden Alkalipyroxenit kaum eine Spur, sie wird diesfalls durch die Epidotisierung und Titanitierung ersetzt.

Chemische Analyse des Titanoliths von der Viehbichkoppe bei Waldeck.

Das Material zu dieser chemischen Analyse stammt von der Stollenhalde der Eisenerzschürfung auf der Viehbichkoppe, von wo auch die Stufen für die Dünnschliffe aufgesammelt wurden.

Analyse V.

	Gewichtsprocente		Molekularprocente
	<i>a</i>	<i>b</i>	
Kieselsäure SiO_2	30·43	38·04	45·67
Titansäure TiO_2	3·20	4·00	3·62
Tonerde Al_2O_3	17·02	21·28	15·10
Chromoxyd Cr_2O_3	0·08	0·10	0·05
Eisenoxyd Fe_2O_3	8·26	10·32	4·68
Eisenoxydul FeO	6·86	8·57	8·64
Manganoxydul MnO	0·22	0·27	0·28
Magnesia MgO	2·18	2·72	4·88
Kalkerde CaO	21·55	13·27	15·86
Kali und Natron $K_2O + Na_2O$...	0·92	1·15	1·07
Kohlensäure CO_2	8·59	—	—
Phosphorsäure P_2O_5	0·224	0·28	0·15
Krist. und Konst. Wasser H_2O ...	0·54	—	—
	100·07	100·00	100·00

Gruppenwerte:

$S = 49·29$, $A = 1·07$, $C = 14·03$, $F' = 15·63$, $T = 0$, $R = 4·73$, $K = 0·98$.

Gesteinsformel:

$$s_{49·3} a_{0·7} c_{9·1} f_{10·2}$$

Die Menge des ausgeschiedenen $CaCO_3$, der als Kalzit sowohl makroskopisch als auch im Dünnschliff festgestellt wurde, beträgt laut der chemischen Analyse $Va = 19·52\%$, ist also über Erwartung hoch; die nach Abzug des Kalkkarbonats restliche Zusammensetzung ist in der Zahlenreihe unter *b* ausgewiesen. Diese zeigt nahe verwandtschaftliche Beziehungen zu dem Forellenstein von Schlumpkoppe bei Neurode (Schlesien)¹⁾ für welche die Gesteinsformel wie folgt lautet:

$$s_{51·88} a_{0·5} c_{9·5} f_{10·0}$$

Eine noch nähere Verwandtschaft finden wir übrigens mit den Pyroxeniten der Alkaligesteinsreihe, speziell mit dem von Sölvberg, Hadeland (Norwegen)²⁾, mit welchem unser Gestein den hohen Tonerdegehalt, das Zurücktreten der Magnesia gegen Kalk und den niedrigen Gehalt an Alkalien gemeinsam hat.

Unterziehen wir die chemische Analyse des in Rede stehenden Gesteins einer eingehenden Betrachtung, so scheint speziell der 4% betragende Gehalt an TiO_2 im hohen Grade charakteristisch für essexitische Gesteine, welche in den Pyroxeniten der Kalkalkaligesteine kaum jemals eine solche Höhe erreicht; derselbe ist zum größten Teil an die mikroskopischen Titanit- und Rutilaggregate gebunden und ist auch im Titanmagnetit gleichwie im Diallag ent-

¹⁾ H. Rosenbusch, Gesteinslehre. 1910, pag. 240.

²⁾ H. Rosenbusch, Gesteinslehre. 1910, pag. 222.

halten. Die große Menge der sekundär angereicherten Tonerde = 21·28% steckt nicht nur im Diallag und dem ihm eingeschalteten Augit, dem sparsamen Feldspat, sondern hauptsächlich in den Neubildungen Pistazit nebst Serizit. Aus dem hohen Gehalt an $Fe_2O_3 + FeO = 18·87\%$ erkennen wir, daß vorliegendes Gestein eines der eisenreichsten auf unserem Zuge der Peridotite und Pyroxenite ist, welcher Eisengehalt wesentlich als Titanmagnetit ausgeschieden wurde. In der Vormacht des Kalkes über die stark gesunkene Magnesia, der Abnahme der Alkalien, müssen wir eine weitere Annäherung an pyroxenitische Grenzformen des Essexits erblicken. Der geologische Verband unseres Titanoliths mit dem unten folgenden Alkalipyroxenit dem Aigirinolith, läßt weiters keinen Zweifel übrig über die Zugehörigkeit des ersteren genau wie des letzteren zu den Alkaligesteinen, beziehungsweise zu den feldspatarmen, pyroxenreichen Formen des Essexits.

Posteruptiv ist der Titanolith einer tiefeingreifenden Metamorphose unterlegen, welche eine reiche Pistazit- sowie untergeordnete Serizitbildung im Gefolge hatte und mit Saussuritisierung gleichbedeutend ist; gleichzeitig ging damit eine ausgebreitete Titanitbildung sowie anderer Titanminerale einher. Das vermeintliche Eisenerz ist kein solches, sondern war ursprünglich ein Titanmagnetit-Diallagit, welcher durch postvulkanische Prozesse saussuritisiert und titanitisiert wurde. —

Aigirinolith (Aigirinaugit-Titanit-Magnetitfels) auf der Viehbichkoppe bei Waldeck.

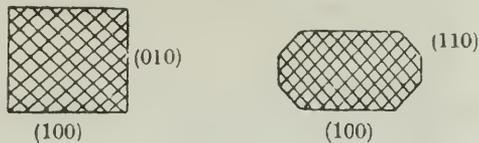
Die oben geschilderten Eisenerzschürfungen (Stollen) sind sowohl auf dem eisenreichen Titanolith sowie auf diesem eisenschwarzen Gestein mit hohem Magnetitgehalt umgegangen; die Handstufen zu den folgenden Untersuchungen wurden derselben Stollenhalde entnommen, von wo der Titanolith herrührt. Makroskopisch und unter Mithilfe des binok. Mikr. sind als wesentliche Komponenten ein schwarzer Pyroxen und viel Magnetit erkannt worden, der Feldspat scheint ganz zu fehlen oder ist nur spärlich vertreten. Unter diesen Komponenten gleichsam als Grundmasse bemerkt man erbsen- bis haselnußgroße rundkörnige Einsprenglinge, welche sich wesentlich als Konkretionen von Titanit (Var. Grothit) darstellen. Infolge seines Reichtums an Magnetit ist das Gestein im hohen Grade polarmagnetisch, wie ich mich mit Hilfe der Magnetnadel überzeugt habe, kein anderes der bisher untersuchten Gesteine erzielte einen solch großen Ausschlag der Magnetnadel, welche alsbald in eine rotierende Bewegung kam.

Es konnte ferner festgestellt werden, daß der als Hauptgemengteil herrschende Pyroxen pechschwarz bis schwarzbraun gefärbt ist, spaltbar, sehr vollkommen nach (110), lamellar abgesondert nach (100), jedoch in absätzigen Rissen, metallartig schillernder Glanz auf letzterer Fläche, sonst ausgezeichnete Glasglanz. Häufig dicke und kurze Prismen begrenzt von $\infty P \infty (100) \cdot \infty P \infty (010)$

im Gleichgewicht, aber auch lange, flachgedrückte Prismen der charakteristischen Kombinationsform: herrschendes $\infty P \propto (100)$ mit kleinen $\infty P \propto (010)$ und noch kleineren oder fehlenden $\infty P (110)$ (siehe Fig. 34). Spaltblättchen davon sind stark pleochroitisch $c = a$ rubinrot oder braunrot, $b = b$ rötlichbraun oder gelblichbraun, $a = c$ bräunlichgelb. Nach diesen charakteristischen Merkmalen handelt es sich wohl um Aigirinaugit, was auch im Dünnschliff bestätigt wird. Der schwarze Pyroxen ist, wie gesagt, vorherrschend und bildet hypidiomorphkörnige Gemenge kreuz und quer gelagerter kleinster feinfaseriger Prismen, die filzig verwachsen erscheinen. — Da und dort gesellt sich in untergeordneter Menge noch ein zweiter monokliner Pyroxen hinzu, welcher durch seine gelbgrünen bis olivengrünen Farbentöne und seine großblättrige Textur nach (100) wahrscheinlich dem Diallag nahe steht? — In anderen Stufen ist noch ein dritter, und zwar rhombischer Pyroxen ebenfalls als Nebengemengteil beobachtet worden, derselbe zeigt ausgezeichnete Spaltbarkeit parallel (110), unvollkommene Spaltung nach (010) sowie auch vollkommene Teilbarkeit nach (100), was dessen breitstengeliges bis feinfaseriges

Fig. 34.

Makroskopische Aigirinaugitschnitte nach (001).



Gefüge bedingt, seine Farbe ist im Rückstrahllicht weingelb, im Durchstrahllicht blaßgelblich bis farblos ohne Pleochroismus, daher dieser Pyroxen wahrscheinlich zum Enstatit gehört? Diallag und Enstatit wurden in den Dünnschliffen nicht bestätigt, doch ist die Zahl der Stufen, welche u. d. binok. M. an Streupräparaten untersucht wurden, weit größer. — Der zweite Hauptgemengteil, das ist eisenschwarzer, stark metallischglänzender Magnetit, kommt in groben Körnern und gleichgroßen Kristallen der Formen $\infty O (110)$ und $\infty O \propto (100)$ ausgebildet vor; auch Zwillingbildung nach $O (111)$ öfters zu sehen, sie bedingt schalige Absonderung. — Außerdem wurde die Gegenwart von rhomboedrischem Titaneisenerz (Ilmenit) festgestellt, das sich durch seine deutliche schalige Absonderung nach $R (10\bar{1}0)$ zu erkennen gab; dasselbe erscheint stark metallischglänzend, undurchsichtig, kastanienbraun, es ist als derbe Partien nestförmig im Gestein ausgeschieden. In seiner Begleitung befinden sich allenthalben verbreitet Rutilaggregate, gelb und fuchsrot, meist Körnerhaufen, selten Säulchen. —

Der Titanit (Grothit) als dritter Hauptgemengteil kommt nicht nur in den eingangs erwähnten bis haselnußgroßen Einsprenglingen ovoider Form in dem Aigirinaugit-Magnetitgemenge als Grundmasse vor, sondern es gelangten auch langgestreckte Kristalloide

und rotbraune Körner des Grothits zur Beobachtung, häufig mit Rutil innig verwachsen.

Der Feldspat ist nur spärlich und in kleinen Körnern im Gesteinsgewebe anwesend, er scheint glasklar bis weiß und dürfte dem Plagioklas angehören. In anderen besonders magnetitreichen Stufen wurde die Menge des Plagioklases erheblich größer gefunden, dagegen der Aigirinaugit zurücktritt; zu dem reichlich vertretenen Titanit gesellt sich mehr Rutil; die Struktur nimmt sodann immer mehr einen ausgeprägt sideronitischen Charakter an, welche in dem bloß aus Magnetit und Plagioklas bestehenden hypidiomorph-körnigen Gemenge den entgegengesetzten Pol erreicht. Das Gestein erscheint dann feinkörnig und eisenschwarz, einem Magneteisenerz vollständig gleich oder es wird grobkörnig, schwarzfleckig und man sieht in einer Grundmasse von grobkörnigem Plagioklas grobe Kristalle und Körner von Magnetit mehr oder weniger dicht eingesprengt, worin außerdem schwefelgelber Titanit (Var. Sphen) eingewachsen ist.

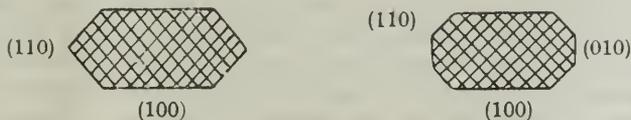
Dünnschliffanalyse des Aigirinolith von der Viehbichkoppe bei Waldeck.

U. d. P. M. im Dünnschliff erkennen wir mit Sicherheit diesen neuentdeckten Alkalipyroxenit als eine seltene und merkwürdige Kombination folgender Hauptgemengteile, und zwar steht der Aigirinaugit mit seinen idiomorphen Kristallen hinsichtlich der Menge an erster Stelle, hierauf folgen große kugelige und ovoide Körner von kupferrotem Titanit und die dritte Stelle nehmen große und kleine Kristalle von Magnetit ein; als Nebengemengteil tritt gemeine grüne Hornblende mit den drei genannten Hauptgemengteilen innig verwachsen auf. — Die Struktur ist allgemein eine richtungslos idiomorph-körnige, zum Teil aber bei Anreicherung des Magnetits eine sideronitische und wollen wir dieses hochwichtige Gestein nach seinem vorherrschenden Bestandteil kurz Aigirinolith benennen.

Der Aigirinaugit ist im Schliff grünbraun im Auffalllicht, hellbräunlich im Durchfalllicht; der Pleochroismus ist *a* hellbraun, *b* tief dunkelbraun, *c* bräunlichgelb; seine Kristalle sind kurz säulenförmig,

Fig. 35.

Mikroskopische Aigirinaugitschnitte nach (001).



mehr oder weniger stark durch (100) abgeplattet und kantengerundet, begrenzt von $\infty P \infty (100)$ vorherrschend, $\infty P \infty (010)$ klein oder auch fehlend und schmalen $\infty P (110)$; ausgezeichnete polysynthetische Zwillingsbildung durch viele parallel (100) eingeschaltete Lamellen. In den zahlreichen Basisschnitten konstatieren wir sehr

vollkommene Spaltbarkeit nach (110), welche sich bis zur Feinfaserigkeit steigern kann und vollkommene Teilbarkeit nach (100), jedoch nicht immer vorhanden; in den Längsschnitten sehen wir viele scharf markierte Längsrisse, zuweilen Feinfaserigkeit annehmend. Starke Licht- und Doppelbrechung, und zwar ist die letztere nach Maßgabe der höchsten violetten Interferenzfarben II. Ordnung $\gamma - \alpha = 0.035$; aus den wechselnden Interferenzfarben von Violett und Grün II. Ordnung erkennt man das schwankende Verhältnis der Augit- zu den Aigirinmolekülen. Achsenebene ist (010), $b = b$, $c : a = \sphericalangle 28^\circ$ im spitzen Winkel β , die Auslöschungsschiefe wurde an zahlreichen Schnitten nach (010) im Mittelwert $a : c = \sphericalangle 62^\circ$ im stumpfen Winkel β gemessen. Die in einzelnen Kristallen beobachtete Auslöschungsschiefe schwankte von 55 bis 60 und 66° ; im seltenen Falle sogar bis 79° , was auf die Zunahme der Aigirinmoleküle schließen läßt, wodurch das Mineral dem reinen Aigirin sich nähert.

Der Aigirinaugit ist häufig mit gemeiner grüner Hornblende innig verwachsen und umwachsen; letztere ist sekundär aus dem Aigirinaugit hervorgegangen, was sich darin zweifellos ausspricht, daß einzelne der nach (100) eingeschobenen Zwillinglamellen bereits in Hornblende umgewandelt, während alle übrigen noch als frischer Aigirinaugit erhalten sind. Häufig sind Kristalle an dem einen Ende oder die erste Hälfte noch Aigirinaugit, während das andere Ende oder die zweite Hälfte bereits in Hornblende umgewandelt erscheint. Schließlich ist noch zu erwähnen, daß der Aigirinaugit sehr zahlreiche Magnetitkristalle eingesprengt enthält.

Zuweilen erblickt man zerbrochene Kristalle von Aigirinaugit, wobei die Bruchstücke verschoben wurden und die Bruchklüft durch Bruchstücke und Zerreibsel von Aigirinaugit und Magnetit ausgefüllt wurde; stellenweise kommt es bis zur Ausbildung von Mörtelstruktur.

Die großen Titanit-Kugeln und -Ovoide erscheinen im Dünnschliff intensiv kupferrot oder rötlichgelb, durchsichtig in solchen Partien, wo Einschlüsse fehlen. Die starke Lichtbrechung ist nicht so hoch als in dem farblosen Titanit, schätzungsweise ungefähr von 1.90 bis 1.98 , demzufolge auch das weniger hohe Relief und verminderte Rauheit der Oberfläche und weniger starke randliche Totalreflexion; die starke Doppelbrechung ist nach Maßgabe der Interferenzfarben $\gamma - \alpha = 0.090$; außerdem starke Dispersion der optischen Achsen $\rho > \nu$, der scheinbare Achsenwinkel für Rot ist zirka 54° , der für Violett zirka 33° , infolgedessen löschen schief gegen die Achsenebene gerichtete Schmitte im weißen Licht in keiner Stellung mehr aus. Unser Titanit läßt Kristalle vermissen, derselbe zeigt jedoch da und dort zwei Arten grober Spaltrisse, welche auf die bekannte Spaltbarkeit des Titanits hinweisen. Diesem Verhalten zufolge müssen wir diesen Titanit zur Varietät *Grothit* stellen.

Obwohl der Titanit in Eruptivgesteinen sonst als erstes Ausscheidungsprodukt gilt, ist er dessenungeachtet zumeist voll von Einschlüssen, und zwar sehr viele strichartige Leistchen und Haare von Rutil, außerdem ist er mit Ilmenit stark eingesprengt und mit Punkteinschlüssen des letzteren erfüllt. Von besonderem Interesse

ist die innige Verwachsung von Titanit mit der saftgrünen trichroitischen Hornblende, welche jedoch auch in diesem Falle aus dem Aigirinaugit entstanden ist, welchen Umwandlungsprozeß man insbesondere an der Peripherie der großen Grothitovoide verfolgen kann, wo die Aigirinaugite gegen erstere vorstoßen und dort der Amphibolitisierung unterliegen. Auch inmitten des Grothits trifft man ganz oder teilweise unversehrte Aigirinaugite.

Im Titanit ausgeschieden wurden ferner ausgebreitete Aggregate beobachtet, bestehend aus winzigen oktaedrischen und dodekaedrischen Kriställchen sowie unregelmäßigen Körnchen, welche im Dünnschliff farblos sind, Diamantglanz sowie starke Lichtbrechung $n = 2.38$ besitzen; bei gekreuzten Nicols sind wohl diese Kriställchen isotrop und zeigen auch Zweiachsigkeit und Aggregatpolarisation in sehr niedrigen Interferenzfarben; mit dem Gipsblattkompensator erkennt man alsdann die überaus schwache Doppelbrechung dieser optisch anomalen Individuen etwas deutlicher, der Charakter des Minerals ist optisch positiv. Diesem Verhalten zufolge gehört das Mineral zum Perowskit, von dem die Tatsache bekannt ist, daß er zuweilen aus dem Titanit hervorgeht.

Der Magnetit bildet, wie erwähnt, den dritten Hauptgemengenteil; er umkränzt die Titanitkugeln und umschließt große Mengen von Aigirinaugit, alsdann die Struktur sideronitisch erscheint, dabei der Magnetit eine Art Netz bildet, in dessen Maschen die anderen Gemengteile liegen; anderseits liegt er als erstes Ausscheidungsprodukt inmitten des Aigirinaugits, er umwächst ein- oder allseitig die Aigirinaugite und die aus letzteren hervorgegangenen Hornblenden. Auch ist die automorphe Gestaltung des Magnetits hervorzuheben; seine Durchschnitte verweisen zumeist auf $O(111)$, $\infty O \infty(100)$ und $\infty O(110)$ und der aus diesen Einzelformen zusammengesetzten Haufwerke und andere unregelmäßige Körnerhaufen, so daß wir nach allem schließen, seine Bildungsperiode muß bis zum Schlusse der Gesteinsverfestigung angedauert haben. Zuzufolge obenerwähnter Erscheinung, daß unser Aigirinaugit in großer Menge mit automorpher Begrenzung vom Magnetit rings umschlossen wird, rührt daher, weil dieser Magnetit noch zur Zeit der Silikatausscheidung gediegenes Eisen im geschmolzenen Zustande war.

Die gemeine Hornblende besitzt im Dünnschliff eine satte grasgrüne Farbe und ist, wie bereits oben auseinandergesetzt, sekundär aus dem Aigirinaugit hervorgegangen; der starke Pleochroismus ist a gelblichgrün, b grasgrün und c blaugrün bis olivengrün, welche Eigenfarben so stark sind, daß sie die Interferenzfarben vollständig verdecken. Wie man sich an den Basisschnitten leicht überzeugen kann, herrscht vollkommene Spaltbarkeit nach dem Hornblendeprisma von $124^{\circ} 30'$; die Lichtbrechung ist mittelstark, die Doppelbrechung wegen starker Eigenfarbe nicht feststellbar. Die Auslöschungsschiefe gegen die Säulentrasse und die Spaltrisse beträgt im Mittel zahlreicher Messungen auf $(010) c:c = \sphericalangle 24^{\circ}$ im spitzen Winkel β , welcher abnormal hohen Wert auf die Beimischung von Alkalimolekülen des Aigirinaugits schließen läßt, wodurch ein Uebergangsglied nach den Alkali amphibolen entsteht; dasselbe ist nach den oben festgestellten

Merkmale dem Hastingsit einzuverleiben, wie solcher gern in Alkalisyeniten vorzukommen pflegt.

Eine chemische Analyse dieses neuen merkwürdigen Alkali-pyroxenits liegt bislang leider nicht vor. —

Hochwichtig ist die gelungene Feststellung von Mittelgliedern oder Zwischenstufen in der Gesteinsentwicklung, beziehungsweise der magmatischen Differenziation, und zwar vollziehen sich die Uebergänge aus dem in Rede stehenden Gestein nach dem Titanolith in der Weise, daß sich im letzteren Aigirinaugit als Gemengteil einfindet, der an Menge stetig zunimmt und man sieht alsdann seine pechschwarzen mattglänzenden Prismen kreuz und quer zusammengehäuft im Gestein umherliegen oder zu Strähnen geordnet dahinfließen. Die Prismen desselben sind meist quadratisch, aber auch durch Vorherrschen von (100) flachgedrückt, die Spaltung nach (110) mit amphibolartiger Vollkommenheit.

An den gedachten Aggregaten des Aigirinaugits beobachtete ich eine im Gestein weit verbreitete Umwandlung in rabenschwarzen kleinschuppigen Biotit, ausgezeichnet durch vollkommene Spaltbarkeit nach (001) und metallartigem Perlmutterglanz auf dieser Fläche, mit kleiner Auslöschungsschiefe gegen die Spaltrisse wie in Alkaligesteinen und großen $2E$ wie am tiefgefärbten Biotit. Eine untergeordnete Modifikation solchen sekundären Biotits ist rotbraun und durchsichtig. N. V. Ussing beobachtete ebenfalls die Umwandlung des Aigirinaugits in Biotit und Zeolithe in norwegischen Eläolithsyeniten.

Auf solche Weise entsteht ein Mischgestein, das in der Mitte zwischen den beiden Typen Titanolith und Aigirinolith liegt. Zahlreiche Handstufen des ersteren zeigen auf der oberen Hälfte Aigirinaugit als Hauptgemengteil neben viel Biotit sekundär aus letzterem entstanden, während der Diallag an Menge abnimmt; dagegen die untere Hälfte solcher Handsteine bereits aus echtem magnetitreichem Titanolith besteht. Oefters sieht man Streifen und Schmitze von Aigirinolith dem Titanolith eingeschaltet und darin weiterhin wieder verschwinden.

Die Zugehörigkeit des Aigirinoliths zu den Alkaligesteinen erscheint durch die dominierende Beteiligung von Alkali-pyroxenen und Alkali-amphibolen auch ohne Analyse hinreichend begründet. Es ist dies eine ultrabasische eisenreiche Ausscheidung eines ossexitischen Magmas, feldspatarm oder feldspatfrei, reich an Aigirinaugit, Magnetit und Titanit als Hauptgemengteilen. Die gedachte alkalipyroxenitische Gesteinsmasse des Aigirinoliths dürfte der zentrale Kern (oder Schlieren) in dem Hauptgestein, und zwar dem bereits oben geschilderten Titanolith als äußere Schale zu betrachten sein. —

Am Schlusse dieser Ausführungen angelangt, muß nochmals hervorgehoben werden, daß im Vorstehenden die lange Reihe der Pyroxenite und Peridotite, welche unseren Dioritgabbrogang gleich Satelliten umschwärmen, bei weitem noch nicht erschöpft ist und bleiben weitere Feldesaufnahmen und Untersuchungen künftiger

Forscherarbeit vorbehalten. Die Lage dieser ultrabasischen Stockgesteine bzw. ihrer Serpentinfelse beider Flügel unseres Schiefermantels, ist aus der angeschlossenen geologischen Karte Tafel I ersichtlich.

Inhaltsverzeichnis.

I. Teil.

Der dioritisch-gabbroide Gauglakkolith.

	Seite
Allgemeine geologische Uebersicht des Gebietes	1
Wichtige geologische Literatur und Karten darüber	2
Chemische Analyse des Hornblendebiotit-Diorits von Hackelsdorf	5
Die Dioritbrüche der Kremstaler Steinindustrie-Gesellschaft	6
Querprofil durch den Zdiarberg bei Nieder-Eisenberg und die Höhe Stražnica bei Hosterlitz	6
Die Hornfelse des Dioritkontakthofes in der Umgebung des Zdiarberges und seiner Ausläufer	7
Querprofil durch den Zdiarberg bei Nieder-Eisenberg	8
a) Disthen Feldspat-Hornfels	9
b) Andalusit-Plagioklas-Hornfels nächst dem unteren Serpentinbruch bei Buschin	10
c) Andalusithornfelse in den Steinbrüchen nächst dem Daubrawitzer Hof bei Nieder-Eisenberg	12
Querprofil im Tschödrichertal, Wolfsberg und Karlowahora	14
Querprofil des metamorphen Dioritgabbroganges im oberen Marchtal oberhalb Hannsdorf	15
Gabbro-Amphibolite und Gabbro-Glaukophanite nächst Blaschke im oberen Marchtal	17
Gänge von Minettefels und seine exogenen Kontaktgebilde	21
Dünnschliffbild des Hornblende-Minettefels	22
Exomorphe Kontaktmetamorphose am Minettefels	25
Die Aufschlüsse des Dioritgabbroganges und seiner Schieferhülle längs der Graupatalbahn und Graupatalstraße	26
Parallelstreifiger Quarzhornblendediorit, granatführend	28
Ueber die Hornfelse am Ostgehänge des Graupatales	30
Querprofil durch den Serpentinstock und seine Nebengesteine am Kirchberge westlich Ebersdorf	31
Die Schieferhülle am Heinzbach bei Heinzendorf	32
Schottersteinbruch an der Graupatalstraße	33
Längsprofil durch den Schottersteinbruch an der Graupatalstraße unterhalb Mähr.-Altstadt	34
Grünlicher Andalusit-Plagioklashornfels	35
Grauer Plagioklas-Andalusithornfels, disthenführend, Schottersteinbruch unterhalb Mähr.-Altstadt	36
Hornfelse auf dem komplementären Hangendflügel der Schieferumwallung	40
Andalusitführender Zweiglimmerhornfels von der Schöbelkoppe bei Kundendorf	41

	Seite
Zentraler Dioritkern längs des Kunzentales bei Kunzendorf	42
Glimmerhornblende-Diorit, porphyritisch	43
Umwandlungs-Erscheinungen, (Zeolithisierung)	45
Gesteine der graphitführenden Gebirgsfalte zwischen Mähr.- Altstadt und Goldenstein	49
Diopsidkalkstein vom Kiesbergbau Peterswald	50
Diopsidkalkstein von der Schnaubeltkoppe zu Kleinwürben	52
Die Hornfelse an der südwestlichen Sattelflanke, beiderseits des Teltsch- baches nächst Kleinwürben	55
Andalusitbiotithornfels	56
Andalusitführender Biotit-Feldspathornfels z. T. chloritisiert	57
Granitische und dioritisch-gabbroide Magmen, sowie deren saure und basische Ganggefölgenschaft	59
Die tektonischen Verhältnisse des Gebietes, bzw. des Gang- lakkolithen und seines Schiefermantels	60
Polemischer und ergänzender Anhang	70

II. Teil.

Ultrabasische Stockgesteine des dioritisch-gabbroiden Ganglakkolithen.

Übersicht der mannigfaltigen Peridotite und Pyroxenite der Kalkkali- und Alkalreihe	76
A. Liegendzug der Peridotite und Pyroxenite sowie ihre Serpentinfelse.	
Serpentinstockwerk bei Buschin am Taubenberg, der Gold- koppe und am Zdiarberg bei Ober und Nieder-Eisenberg	77
a) Die gesellschaftlichen Serpentinbrüche am Ostausgange von Buschin	78
b) Olivinführ. Marchitserpentinfels aus dem fürstlichen Steinbruch auf der Goldkoppe, (Leukophitbildung)	79
Dünnschliffanalyse des Marchitserpentinfels aus dem Steinbruch am Ostgehänge der Goldkoppe, (Mikrolithe)	81
Umwandlungs-Erscheinungen	84
c) Der Zdiarberg westlich Ober-Eisenberg	85
Dünnschliffanalyse des Lherzolith-Serpentins von der nördlichen Zdiar- koppe	88
Umwandlungen und Neubildungen	93
Chemische Analyse des Lherzolithserpentins von der nördlichen Zdiar- koppe	94
d) Dunit am Nordabhang der nördlichsten Zdiarkoppe	95
Dünnschliff-Untersuchung des vorstehenden Dunits	96
e) Chlorit-(Pennin-) Fels als Umwandlungsprodukt des Peridotits am Tauben- berg und Zdiarberg	97
f) Pegmatitgänge des Serpentinstockwerkes am Zdiarberg und der Gold- koppe	99
Harzburgitserpentinfels auf der „Homulkaöhöhe“ südwestlich von Hosterlitz	99
Dünnschliff-Untersuchung des Harzburgit-Serpentins	102
Serpentinfels am Ostgehänge des Römerberges oberhalb der Eisenbahn- station Haunsdorf	104
Olivinführ. Marchitserpentinfels am Ostgehänge des Kirch- berges bei Ebersdorf	105
Dünnschliff-Untersuchung des modifizierten Marchitserpentin am Kirch- berg westlich Ebersdorf	107
Umwandlungs-Erscheinungen und Regenerationen	109

	Seite
Weigelith, ein neuer Amphibol-Peridotit vom Straßenkreuz am Weigelsberge nördlich Ebersdorf	112
Dünnschliffbild des Weigeliths von Ebersdorf. Achromait ein neuer Amphibol	114
Weigelith (Amphibol-Enstatit-Peridotit) am Westabhang des Weigelsberges bei Weigelsdorf. (Enstatitformen)	116
Dünnschliffanalyse desselben	120
Umwandlungserscheinungen am Weigelith. (Strahlstein, Chlorit, Talk)	123
Der Marchitserpentin vom „Steinbüschel“ bei Kratzdorf. (Enstatit-Diopsid-Serpentinfels). (Enstatitformen)	126
Dünnschliffe des Kratzdorfer Marchitserpentins. Mikrolith. Interpositionen	129
Weigelith als Schlieren am Südwestende des Marchitserpentinstockes bei Kratzdorf	132
Lherzolith-Serpentinfels am „Juristenstein“ bei Mähr.-Altstadt	135
Dünnschliffbild des Lherzolith-Serpentinfelses von Mähr.-Altstadt	137
Lherzolith und Weigelith als Schlieren und Ränder	140
Der Marchit-Serpentinfels am „Engelbrech“ bei Großwürben	141
Dünnschliff-Untersuchung des Marchitserpentinfelses vom Harbichstein bei Großwürben	143
Chemische Analyse des Marchitserpentins vom Harbichstein bei Großwürben	147
Ausscheidungsfolge und chem. Aehnlichkeit der Peridotite und Pyroxenite	148

B. Hangenzug der Peridotite und Pyroxenite sowie ihrer Serpentinfelse.

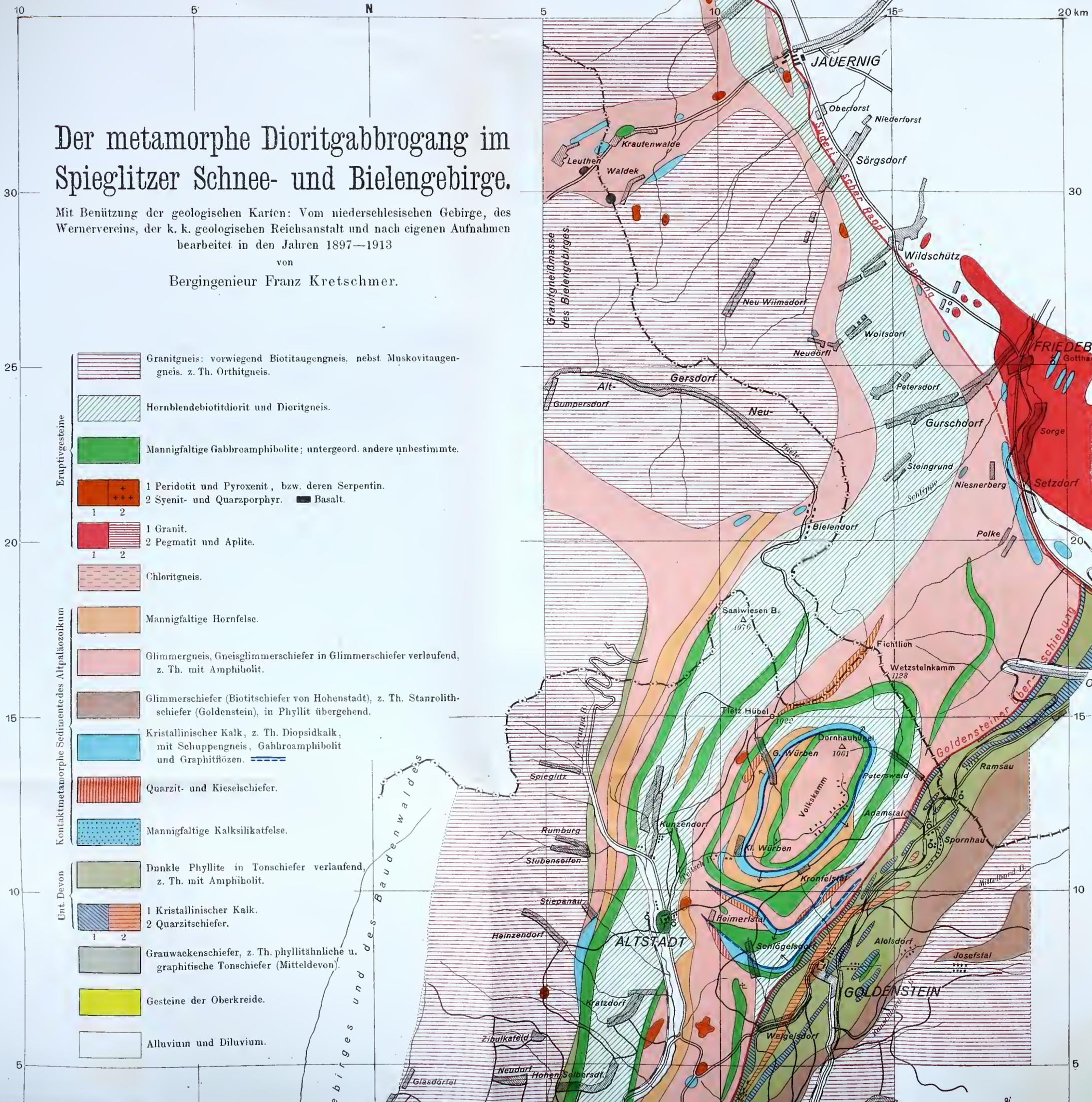
Die Ursprungsgesteine und deren Serpentinfelse im Niklesgraben bei Niklesdorf	149
Querprofil durch den großen Lerchberg bei Nikles	151
a) Serpentinfels am großen Lerchberg	152
b) Bielenit (Diallag-Olivin-Enstatitfels) als Ursprungsgestein der Serpentinmassen am großen Lerchberg	153
Dünnschliffuntersuchung des Bielenits vom großen Lerchberg	154
c) Serpentinfels am Hohenstein im Niklesgraben	157
d) Bielenit am Hohenstein im Niklesgraben	158
e) Der Dunitstock am kleinen Lerchberg. Niklesgraben	159
Dünnschliffbild desselben	160
Neubildungen in demselben	162
f) Niklesitserpentinfels auf der Höhe „Bei den borbesen Katzen“. Ein neuer Pyroxenit: Andiopsid, Enstatit und Diallag	163
Dünnschliffbild von dem Niklesitserpentin und Neubildungen	164
Ueber den Bielenit im Steinbruche zwischen Wildschütz und Sörgsdorf	167
Umwandlungen und Stadien der Serpentinbildung	170
Dünnschliff-Untersuchung des Bielenits von Sörgsdorf	171
Chemische Analyse des Bielenits aus dem Steinbruche zwischen Wildschütz und Sörgsdorf	174
Ueber die Kontaktmetamorphose des Amphibolit in dem Bielenitbruche zu Sörgsdorf	175
Bielenitserpentin mit Erzführung am Schloßberge zu Jauernig	177
Bielenit und sein Serpentinfels auf der Totenkoppe südwestlich Jauernig	178
Dünnschliffbild des Bielenits von der Totenkoppe	180
Umwandlungserscheinungen. (Serpentin und Talkbildung)	182
Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1917, 67. Band, 1. Heft. (F. Kretschmer.)	27

	Seite
Ueber die Lherzolithserpentinfelse am Volkmerberg bei Ober- Weißbach	183
Dünnschliffbild des leukokraten Lherzolithserpentins (Leukophit)	184
Ueber die Umwandlung des Serpentinfelses zu Leukophit, Chrysotil und Talk am Volkmerberge	187
C. Ueber die Alkalipyroxenite bei Weißbach und Waldeck.	
Titanolith (Ilmenit-Enstatit-Diallagfels) vom Volkmerberge bei Ober-Weißbach	189
Dünnschliffbild des Titanolith am Volkmerberge	190
Umwandlungs-Erscheinungen. (Titanit, Kalzit, Talk)	191
Titanolith (Diallag-Titanmagnetitfels) epidotisiert etc. auf der Vieh- bichkoppe bei Waldeck südwestlich Jauernig	192
Makroskopische Untersuchung des Titanoliths	193
Neubildungen: Epidot, Kalzit, Serizit	195
Dünnschliffanalyse des Titanoliths von der Viehbichkoppe bei Waldeck	196
Umwandlungen: Titanit, Rutil, Epidot	197
Chemische Analyse des Titanoliths von der Viehbichkoppe bei Waldeck	199
Zugehörigkeit zu den pyroxenreichen Formen des Essexits	201
Aigirinolith (Aigirinaugit-Titanit-Magnetitfels) auf der Viehbich- koppe bei Waldeck	201
Dünnschliffanalyse desselben	203
Mittelglieder und Mischgesteine von Titanolith und Aigirinolith	206

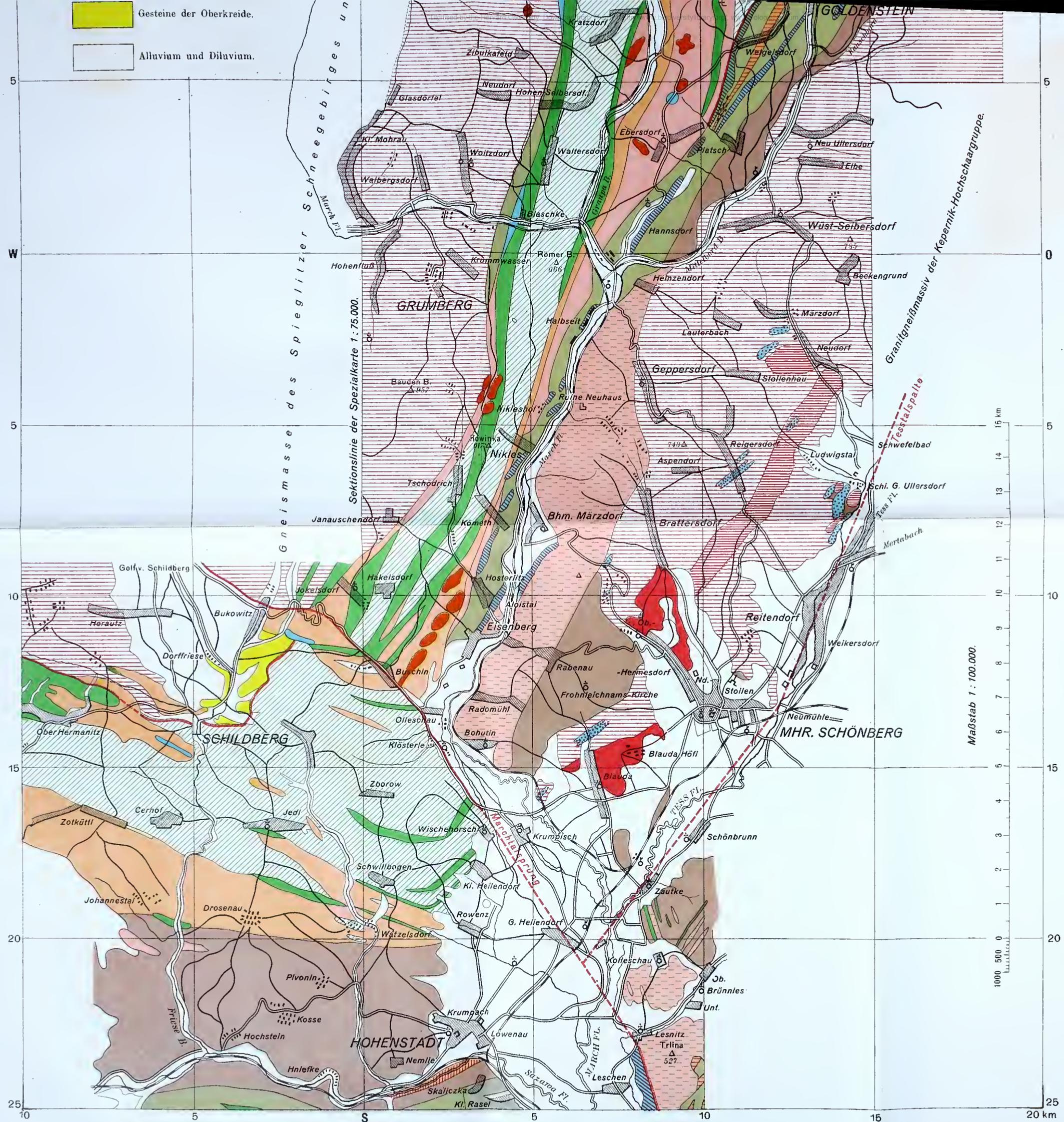
Der metamorphe Dioritgabbrogang im Spieglitzer Schnee- und Bielengebirge.

Mit Benützung der geologischen Karten: Vom niederschlesischen Gebirge, des Wernervereins, der k. k. geologischen Reichsanstalt und nach eigenen Aufnahmen bearbeitet in den Jahren 1897—1913

von
Bergingenieur Franz Kretschmer.



- Eruptivgesteine**
- Granitgneis: vorwiegend Biotitaugengneis, nebst Muskovitaugengneis. z. Th. Orthitgneis.
 - Hornblendebiotitdiorit und Dioritgneis.
 - Mannigfaltige Gabbroamphibolite; untergeord. andere unbestimmte.
 - 1 Peridotit und Pyroxenit, bzw. deren Serpentin.
 - 2 Syenit- und Quarzporphyr. Basalt.
 - 1 Granit.
 - 2 Pegmatit und Aplite.
 - Chloritgneis.
- Kontaktmetamorphe Sedimente des Altpaläozoikum**
- Mannigfaltige Hornfelse.
 - Glimmergneis, Gneisglimmerschiefer in Glimmerschiefer verlaufend, z. Th. mit Amphibolit.
 - Glimmerschiefer (Biotitschiefer von Hohenstadt), z. Th. Stanrolithschiefer (Goldenstein), in Phyllit übergehend.
 - Kristallinischer Kalk, z. Th. Diopsidkalk, mit Schuppengneis, Gabbroamphibolit und Graphitflözen.
 - Quarzit- und Kieselschiefer.
 - Mannigfaltige Kalksilikatfelse.
- Unt. Devon**
- Dunkle Phyllite in Tonschiefer verlaufend, z. Th. mit Amphibolit.
 - 1 Kristallinischer Kalk.
 - 2 Quarzitschiefer.
 - Grauwackenschiefer, z. Th. phyllitähnliche u. graphitische Tonschiefer (Mitteldevon).
 - Gesteine der Oberkreide.
 - Alluvium und Diluvium.



Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. LXVII, 1917
 Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23.
 Ausgeführt im k. u. k. Militärgeographischen Institut.