

# Geologisch-petrographische Beiträge zur Kenntniss der dioritischen Gesteine von Klausen in Südtirol.

Von F. Teller und C. v. John.

(Mit Tafel XV und XVI.)

## Einleitung.

Aus dem einförmigen Thonglimmerschiefer-Complex, welcher zwischen der Brixener Granitmasse und der Bozener Quarzporphyrdecke lagernd die Gehänge des Eisackthales südlich von der Einmündung der Rienz zusammensetzt, treten längs der Strasse von Brixen nach Klausen an mehreren Stellen massige Gesteine zu Tage, die schon frühzeitig das Interesse der Geologen auf sich gezogen haben. Es sind theils Altersäquivalente der hier entwickelten Schichtreihe, feldspathführende Amphibolite, die als ein mächtiges lenticulares Gesteinslager in die Phyllite eingebettet sind, theils jüngere den genannten Schichtcomplex durchbrechende Eruptivgesteine.

Die Amphibolite bestehen, insoweit sie ein massiges Gestein darstellen, aus einem körnigen Gemenge von Hornblende (Aktinolith) mit Zoisit, Orthoklas, Plagioklas und Quarz. Eine Hülle von Aktinolithschiefer umschliesst den massigen Kern und vermittelt den Uebergang in die den linsenförmigen Gesteinskörper umlagernden Phyllite.

Die in Gestalt mächtiger Intrusivmassen auftretenden Eruptivgesteine lassen sich ohne Zwang nicht leicht unter einem Collectivnamen zusammenfassen. Sie bilden eine geologisch wie petrographisch untrennbar verknüpfte Reihe, deren Endglieder sich einerseits an die Quarzglimmerdiorite, anderseits an die Norite anschliessen. Mitten inne liegen augitführende Quarzglimmerdiorite und quarzführende Hypersthen- und Enstatitgesteine von geringerem Kieselsäuregehalt.

In der älteren Literatur über Klausen wurden diese beiden in ihrer geologischen Stellung wie in ihrer petrographischen Entwicklung so wesentlich verschiedenen Gesteinsbildungen, die Amphibolite und die eigentlichen Eruptivgesteine nirgends schärfer auseinandergehalten. Der durch Texturverhältnisse und mineralogische Constitution zunächst auffallende Amphibolit trat stets in den Vordergrund und bildete gewöhnlich das Substrat für die Beschreibung der massigen Gesteine dieses Gebietes.

Die Bezeichnungen Roche d'Anthophyllite und Hypersthenfels, unter welchen L. v. Buch<sup>1)</sup> die Massengesteine der Umgebung von Klausen zusammenfasst, beziehen sich zweifellos auf die Amphibolite des Eisackthales. Dasselbe gilt von den Notizen, welche Reuss<sup>2)</sup> über die Aufschlüsse an der Strasse von Brixen nach Klausen mitgetheilt hat. Reuss erkannte zwar die Contactwirkungen des hier zu Tage tretenden echten Eruptivgesteines, legt aber seiner Gesteinsbeschreibung die strahlsteinführenden Amphibolite eines zweiten weiter in Süd folgenden Aufschlusses zu Grunde. Auch Trinker<sup>3)</sup> trennt in seinen Erläuterungen zur geognostischen Karte von Tirol die älteren Hornblende-Gesteine nicht ausdrücklich von den jüngeren Intrusivbildungen ab, gibt jedoch für das Eruptivgestein von Klausen eine Charakteristik, welche in gewissem Sinne unsere eigenen Ausführungen anticipirt: „Die Gesteinsmasse bildet ein dem Charakter des Grünsteins oder Diorites entsprechendes krystallinisch-körniges, meist ziemlich gleichmässiges Gemenge von Feldspath (labradorischem) und Paulit, welcher letztere seltener, und nur in dem Reviere des Pfunderer Berges zum Theil durch die eine oder andere Species des Augitspathes vertreten ist. Es ist daher die weniger landesübliche, doch bereits von L. v. Buch gebrachte Bezeichnung Hypersthenfels die richtigere<sup>4)</sup>. Trinker bezeichnet also hier die Eruptivgesteine von Klausen als Augitgesteine, aber ohne nähere Begründung und wie es scheint nur in weiterer Ausführung der auf die Amphibolite bezüglichen Untersuchungen, welche zur Entstehung der Bezeichnung Hypersthenfels Veranlassung gegeben haben. Richthofen<sup>4)</sup>, dem wir die ausführlichsten Mittheilungen über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Klausen verdanken, hat seine petrographische Schilderung der Diorite direct auf die grobkörnigen Amphibolite basirt: „Der Diorit von Klausen ist ein Gestein von sehr verschiedener Grösse der Bestandtheile, unter denen sich zwei leicht erkennen lassen. Der eine ist pistacien- bis schwärzlichgrüne Hornblende von der als Strahlstein bezeichneten Varietät, der andere, ein weisser, zuweilen durchscheinender Feldspath, der sich durch seine gestreiften Spaltungsflächen leicht als Oligoklas zu erkennen gibt. Nicht weit von der Schmelzhütte Sulferbruck finden sich die beiden Minerale zu einem so grobkörnigen Gestein vereinigt, dass man es nur dem grobkörnigen Gabbro vergleichen kann“. So entstand die Bezeichnung Strahlsteindiorit, welche auch Lapparent<sup>5)</sup> adoptirte und für welche später Gumbel<sup>6)</sup> den Namen Aktinolithdiorit in Vorschlag brachte.

<sup>1)</sup> L. v. Buch, Esquisse d'une carte géologique de la partie meridionale du Tyrol 1822 und Geognostische Briefe über das südliche Tirol, Mineral. Taschenbuch von Leonh. und Bronn, 1824, pag. 272.

<sup>2)</sup> Reuss, Geognostische Beobachtungen, gesammelt auf einer Reise durch Tyrol im Jahre 1838. (Neues Jahrb. f. Mineral. Stuttgart 1840, pag. 140–142).

<sup>3)</sup> Trinker, Petrographische Erläuterungen zur geognostischen Karte von Tirol, 1853, pag. 36 ff.

<sup>4)</sup> Richthofen, Bemerkungen über die Trennung von Melaphyr und Augitporphyr. Sitzungsher. d. kais. Akad. d. Wissensch. Wien 1859, XXXIV. Bd., pag. 59. — Geognostische Beschreibung der Umgebung von Predazzo. Gotha 1860, pag. 154 ff.

<sup>5)</sup> Lapparent M. d. Sur la constitution géologique du Tyrol meridional. Annal. des mines. Paris 1864, série VI, tome VI, pag. 251.

<sup>6)</sup> Gumbel C. W. Geognostische Mittheilungen aus den Alpen. Sitzb. d. bair. Akad. d. Wissensch. München 1876, Bd. VI, pag. 56.

Erst Pichler<sup>1)</sup> machte auf den durchgreifenden Unterschied aufmerksam, der zwischen den Hornblendegesteinen des Eisackthales und den eigentlichen Dioriten von Klausen besteht. „Das grobkörnige als Strahlsteindiorit bezeichnete Gestein ist in allen seinen Eigenschaften weit von dem typischen Diorit entfernt. Es ist seinem Ursprung nach kein Diorit, sondern den Phylliten einzureihen. Am linken Eisackufer bei Sulferbruck wird das Gestein deutlich schiefrig und wechselt mit Phylliten und Phyllitgneissen. Der eigentliche Diorit — typisch in jeder Beziehung — steht an der rechtseitigen Thalecke des Villnössbaches mit charakteristischen Formen an. Zwischen diesem Diorit und dem grobkörnigen Hornblendegestein gibt es keinen Uebergang“. In der Folge hat Pichler noch eine ganze Reihe schätzenswerther Details über diese Localität veröffentlicht<sup>2)</sup>.

Die Bezeichnung Diorit von Klausen erschien nun zwar auf die eigentlichen Intrusivbildungen eingeschränkt, dagegen wurde die dem älteren, weiteren Begriff entsprechende Charakteristik ganz unvermerkt in die Auffassung des eigentlichen Eruptivgesteines herübergenommen. Die Diorite von Klausen erschienen in der Literatur fortdauernd als Plagioklas-Hornblende-Gesteine. Wie aus den nachfolgenden Untersuchungen hervorgeht, fehlen hornblendeführende Gesteinstypen im Bereiche des Klausener Eruptivgebietes gänzlich. Die Intrusivmassen setzen sich ausschliesslich aus Biotit- und Augit führenden Plagioklasgesteinen zusammen, die sich aber auch dort, wo der Kieselsäuregehalt bedeutend herabsinkt, noch immer enger an die Diorite als an die Augitgesteine der basischen Reihe anschliessen. Die bisher übliche Bezeichnung Diorit konnte somit aufrecht erhalten werden, und fand auch, gewissermassen als Gattungsname, in den vorliegenden Detailschilderungen wiederholt Anwendung, besonders in Fällen, wo der Schritt für Schritt wechselnde Charakter des Gesteins eine generelle Bezeichnungsweise wünschenswerth erscheinen liess.

Neben den rein körnigen Gesteinen von dioritischem Charakter treten in der Umgebung von Klausen auch porphyrische Gesteinstypen injicirend auf, welche man nach dem Vorgange Richthofen's als Melaphyre zu bezeichnen pflegte. Sie galten als jüngere, den Diorit durchsetzende Gesteinsbildungen. Die von Richthofen und später in grösserer Ausführlichkeit von Pichler beschriebenen Melaphyrgänge von Sulferbruck liegen nicht im Diorit, sondern innerhalb der mehrerwähnten Amphibolite und ihrer geschichteten Randbildungen; die aus dem Tinnebach und dem Gebiete von Verdings bekannten Vorkommnisse setzen, soweit sie selbstständige Gänge bilden, in Phylliten und Gneissen auf. Wo sie wirklich mit den dioritischen Gesteinen in Berührung treten, erscheinen sie nicht als jüngere Intrusivbildungen, sondern in Gestalt porphyrisch ausgebildeter Salbänder des körnigen Bestandes der Gangmasse. Sie stellen sich als eine besondere, durch

<sup>1)</sup> Pichler A. Beiträge zur Geognosie von Tirol. Neues Jahrb. f. Mineral. Stuttgart 1871, pag. 272.

<sup>2)</sup> Pichler A. Neues Jahrb. f. Mineral. 1879, pag. 142 und ebendasselbst 1880, pag. 172—174.

rasche Abkühlung bedingte Erstarrungsmodification des körnigen Eruptivgesteines dar, die zu den Noriten des Klausener Eruptivgebietes petrographisch in demselben Verhältnisse steht, wie die Diabasporphyrite zu den körnigen Diabasen. Sie wurden dem entsprechend unter der Bezeichnung Noritporphyrit zusammengefasst.<sup>1)</sup>

Die Amphibolite sind auf die im Eisackthal blosliegende Gesteinscholle beschränkt; die Eruptivgesteine reichen dagegen über die im Hauptthal liegenden Aufschlüsse weit hinaus und gelangen in dem bei Klausen ausmündenden Tinnebach und dessen Seitenschluchten zu grosser räumlicher Entwicklung. Sie besitzen hier als ein wichtiger erzführender Horizont des uralten, durch seine wechselvolle Geschichte merkwürdigen Bergbaues auf dem Pfunderer Berge noch eine speciellere Bedeutung. Die auf den Pfunderer Bergbau bezügliche Literatur hat erst vor Kurzem F. Pošepný<sup>2)</sup> in seiner Darstellung der Erzlagerstätten dieses Gebietes zusammengefasst.

Die von den Intrusivmassen durchsetzten Schichtgesteine fallen in Stacche's Quarzphyllitgruppe. Pošepný hat die feldspathführenden Gesteine dieser Schichtenfolge als ältere Gneisse gedeutet und spricht von einem Wechsel älterer Gneissattel und jüngerer Thonschiefermulden. Diese vorwiegend schematische Auffassung findet in den thatsächlich zu beobachtenden Lagerungsverhältnissen keine Bestätigung. Es liegt hier zweifellos ein geologisch einheitlicher, durch raschen Wechsel der Faciesverhältnisse ausgezeichnete Schichtencomplex vor, von jener eigenthümlichen Entwicklung, wie sie auch anderwärts zeitlich äquivalente Bildungen charakterisirt. Ich erinnere hier nur an Theobald's Casanna-schiefer-Gruppe. Feldspathreiche dickbankige Muscovitgneisse wechseln wiederholt mit dünn-schichtigen, durch talkigen und sericitischen Glimmer ausgezeichneten Schiefergesteinen und echten Thonglimmerschiefern. In die letzteren schalten sich häufig jene dunklen graphitischen Schieferlagen ein, die im Villnöss- und Afersthal eine so grosse Verbreitung besitzen. Auch diese Bildungen sind nicht als jüngere Einfaltungen, sondern als locale Abänderungen der Schiefer der Quarzphyllitgruppe zu betrachten. Die gneissartigen Gesteine dieses Schichtencomplexes sind hinsichtlich ihrer Structur und der quantitativen Entwicklung einzelner Gemengtheile vielfachen Schwankungen unterworfen. Aus den verworrenflaserigen, quarz- und feldspathreichen Muscovitgneissen, wie

<sup>1)</sup> Es darf hier nicht verschwiegen werden, dass schon Richthofen, ohne mit den im Verdingser Spaltensystem (aufgeschlossenen Wechselbeziehungen der körnigen und porphyrischen Gesteinstypen des Gebietes von Klausen bekannt zu sein, die Frage aufgeworfen hat, ob der Diorit von Klausen nicht vielleicht „für einen langsam und grosskrystallinisch erstarrten Melaphyr zu halten sei“. (Umgeb. von Predazzo, pag. 155.) Aber der Umstand, dass die vom Melaphyr durchsetzten strahlsteinführenden Massengesteine von Sulferbruck als Diorit angesprochen wurden, liess die weitere Discussion dieser nur unter Voraussetzung der zeitlichen Aequivalenz beider Eruptivgesteine haltbaren Auffassung selbstverständlich überflüssig erscheinen.

<sup>2)</sup> F. Pošepný. Die Erzlagerstätten am Pfundererberge bei Klausen in Tirol. (Archiv f. prakt. Geologie. Wien 1880, I. Bd., pag. 440 ff.) Als Ergänzung zu Pošepný's Literaturverzeichniss citiren wir noch: A. Maier, Geognostische Notizen über Tirol. (Beiträge zur Geschichte, Statistik, Naturkunde und Kunst von Tirol und Vorarlberg. Innsbruck 1831, VI. Bd., pag. 269—284).

sie den unteren Abschnitt des Tinnebaches beherrschen, entwickeln sich einerseits grosskörnig pegmatitische oder bei gleichzeitigem Hervortreten einzelner Feldspathindividuen porphyrartige Structurabänderungen, andererseits körnigstreifige, und bei zunehmender Feinheit des Kornes lamellar plattige, im Querbruch gebänderte Gesteinstypen. Gewisse glimmerarme durch fleischrothen Orthoklas charakteristisch gefärbte, theils deutlich körnige, theils kryptomere Quarzfeldspathmenge geben jene Gesteinsabänderungen, welche in der montanistischen Literatur über Klausen unter der Bezeichnung Feldstein aufgeführt werden. Dass diese Gesteine nicht als Producte der Contactmetamorphose aufzufassen sind, wie Richthofen vermuthete, sondern als primäre Bildungen, zeigen die Aufschlüsse an der NO.-Abdichtung des Pfundererberges — in der sogenannten Rothlahn — und im Vildarthale, wo Feldstein und Phyllit als stratigraphisch gleichwerthige Elemente der Schichtfolge wiederholt in Wechsellagerung treten. Es folgt dies ferner zuverlässig aus dem weiten Verbreitungsgebiete analoger Gesteinsabänderungen ausserhalb des Bereiches der Klausener Intrusivmassen. In den Gneisseinlagerungen, welche durch den felsigen Kamm im Süden des Schalderer Thales durchstreichen und die man zu beiden Seiten der Jocheinsattlung zwischen Schalders und Durnholz beobachtet, sind feinkörnige bis dichte Lagergesteine mit rothem Orthoklas keine seltene Erscheinung. Die in der älteren Literatur hie und da auftretende Bezeichnung „Feldsteinporphyr“ bezieht sich, wie schon Richthofen betonte, auf die durch klastisches oder dioritisches Cement verkitteten Frictionsbreccien der im Feldstein aufsteigenden Gangmassen.

Auf die geschichteten Gesteine des Gebietes wurde in den folgenden Darstellungen nur insoweit Rücksicht genommen, als dies zum Verständniss der Tektonik der Eruptivmassen und der in ihrer Umrandung zu beobachtenden Contacterscheinungen nothwendig erschien.

Die geologischen und petrographisch-chemischen Details wurden in getrennten Abschnitten behandelt. Der erste Theil wurde von F. Teller, der zweite von C. v. John bearbeitet.

Die zur leichteren Orientirung über die topographischen Verhältnisse beigegebene Kartenskizze (Taf. XV) ist eine um  $\frac{1}{4}$  lin. reducirte Pause der Original-Aufnahmsblätter im Massstabe von 1 : 25000.

## I. Geologischer Theil.

### 1. Ein Durchschnitt durch die Eruptivmassen von Seoben, Pardell und Verdings.

Der zwischen dem Eisackthal und der Tinnebachschlucht nach Süd vorspringende Felsrücken, an dessen Fusse das Städtchen Klausen liegt, gibt das am leichtesten zugängliche Profil durch die geschichteten und massigen Gesteine dieses Gebietes. Längs des Fahrweges, der über die Ruine von Branzoll mit steilem Anstiege zum Kloster Seoben emporführt, verquert man zunächst in SSW. verflächende Bänke

eines feldspatharmen, quarzreichen Muscovitgneisses mit ausgezeichnet lamellarer Parallelstructur, der einerseits in dickschiefrige Glimmerquarzite, andererseits in dünn-schichtige, oft zierlich gefaltete Schiefergesteine vom Habitus quarzreicher Talk- und Sericit-Schiefer übergeht. Bei der Ruine Branzoll schalten sich dunkle in's grünliche und bläuliche spielende Phyllite mit chloritisch verändertem Glimmer ein, die höher aufwärts wiederholt mit den helleren, im Querbruche gebänderten, feldspathführenden Gesteinen wechsellagern und dort, wo sie zu grösserer Mächtigkeit anschwellen, vollständig den Charakter der nördlich und südlich von Klausen in so grosser Verbreitung auftretenden Schiefergesteine der Quarzphyllitgruppe tragen. Am besten ist dieser lebhaft Wechsel von phyllitischen und gneissartigen Gesteinen an der Abzweigungsstelle des nach Pardell-Latzfons führenden Fahrweges unterhalb des Wirthschaftsgebäudes von Seeben aufgeschlossen. Die Phyllite alterniren hier bankweise mit dunkelbraunen bis schwarzen, harten, hornstein- und kieselschieferartigen Gesteinen, wie sie so häufig in der Contactregion älterer Eruptivmassen auftreten, und umschliessen ausserdem linear gestreckte Linsen und Platten einer dunklen, in dünnen Splintern an den Kanten grünlich durchscheinenden Quarzmasse. In den gebänderten Gneissen beobachtet man nicht selten zonenweise Ausscheidungen von fleischrothem Orthoklas.

Der mit 25—30° in SSW. verflächende Schichtcomplex begleitet nun in fortlaufenden Aufschlüssen den auf die steile Westseite von Seeben übertretenden Fahrweg bis zur Eiumündung eines vom vorerwähnten Wirthschaftsgebäude herabziehenden Fusspfades. Hier treten in massigen, scharfkantig-klüftigen Bänken feldspathreichere Muscovitgneisse mit knotig-flaseriger Textur in die Schichtfolge ein, die in einzelnen Bänken ein dichteres Gefüge annehmen und unter gleichzeitigem Zurücktreten des Glimmerbestandtheiles in anscheinend homogene, grünlichgraue, felsitische Gesteinsabänderungen übergehen. Kurz vor der Abzweigung eines in den Tinnebach hinabführenden Steiges schneidet diese etwa 25 Meter mächtige Lagermasse feldspathreicherer Gesteine an den Dioriten von Seeben ab.

An dem leider nur unvollständig entblössten Contact von Gneiss und Diorit liegt ein eigenthümliches, dunkelbläulich-schwarzes, im frischen Bruch durch schimmernde, rissige Spaltflächen ausgezeichnetes Gestein, das im Niveau des Fahrweges in ungefähr 1 Meter Breite blossliegt. Es schliesst sich eng an die steil aufsteigende Eruptivgesteinsgrenze an, gegen die vorgelagerte Gneissmasse erscheint es jedoch nirgends schärfer abgegrenzt. In der Richtung des Streichens der Dioritgrenze lassen sich diese Gesteine nur auf eine kurze Erstreckung hin verfolgen. Die Vermuthung, dass man es hier mit einer localen, aus dem Eruptivgesteinscontact resultirenden, fremdartigen Gesteinsbildung zu thun habe, wurde durch die nähere Untersuchung vollinhaltlich bestätigt. Unter dem Mikroskope erwies sich das Gestein als ein Gemenge verschiedener Thonerdemineralien mit Titaneisen, Biotit und Eisenglanz als accessorischen Bestandtheilen. Unter den ersteren waren Pleonast, Korund und Turmalin mit Sicherheit zu bestimmen. Die übrigen, die Hauptmasse des Gesteins bildenden Mineralien dieser Gruppe, farblose, mehr oder weniger scharf individuali-

sirte Durchschnitte mit eingestreuten Pleonastkörnchen, konnten specifisch nicht bestimmt werden. Auf eines dieser noch näher zu untersuchenden Thonerdemineralien beziehen sich die im frischen Bruch schon makroskopisch auffallenden spiegelnden Spaltflächen.

An der steil zur Sohle des Tinnebaches abfallenden Böschung unterhalb des Fahrweges verschwindet die Grenze zwischen Diorit und Gneiss unter den ansehnlichen Massen jüngeren Gehängschuttes; nach aufwärts lässt sie sich dagegen sehr deutlich bis an den Fuss der westlichen Umwallungsmauer des Klosters Seeben verfolgen. Der viereckige Steinturm in der NW-Ecke dieser Schutzmauer steht auf südsüdwestlich verflächenden Dioritbänken, wenige Schritte weiter in SW. liegen die körnig-faserigen Grenzgneisse. Von hier setzt die Dioritgrenze, den Felsrücken unterhalb der Frauenkirche geradlinig verquerend, an die östlichen Steilabstürze des Seebenkammes hinüber, wo sie an den Wänden oberhalb des zu Kantioler's Gasthaus gehörigen Weinberges in guten Aufschlüssen in der Höhe von 6—8 Metern blossliegt. Die Diorite schneiden hier nach Art eines senkrecht aufsteigenden Ganges scharf an den flach in SW. einfallenden plattigen Gneissen ab. Sie umschliessen hie und da Fragmente von phyllitischen Gesteinen, zeigen aber sonst weder in ihren Structurverhältnissen, noch in der Zusammensetzung irgendwelche bemerkenswerthe Veränderungen.

Die südwestliche Begrenzungslinie der Dioritmasse von Seeben setzt also unabhängig von den Reliefverhältnissen mit geradlinigem Verlaufe in S. 30 O. aus dem Tinnebach in das Eisackthal hinüber. Anders verhält es sich mit der nordöstlichen Umrandung des Diorits. Auf die mit dem altem Klosterbau malerisch abschliessende höchste Zinne des Seebenkammes folgen nach NO. zwei schroffere Felspartien von geringerer Höhe, die noch aus Diorit bestehen. Die schmale Einsenkung, welche sich an die zweite dieser Dioritkuppen anschliesst, liegt schon in geschichteten Gesteinen, welche, mit circa 35° in SW. verflächend, den Diorit unterteufen. Verfolgt man von hier ab die Grenze zwischen Diorit und Phyllit an den Gehängabdachungen gegen das Eisackthal und den Tinnebach, so ergibt sich, dass dieselbe beiderseits weit nach SW. zurückgreift, entsprechend einer in dieser Richtung einfallenden Grenzfläche, deren Neigungswinkel ziemlich genau mit dem mittleren Verflachen des Phyllitcomplexes übereinstimmt. (Vergl. Grundriss und Profil auf Taf. XV.)

Der Diorit sitzt also nach Art einer deckenförmig ausgebreiteten Eruptivmasse anscheinend concordant auf der nach SW. verflächenden Phyllitunterlage. Der Auflagerungsfläche parallel zeigt das Eruptivgestein eine deutliche bankförmige Gliederung, die an den steilwändigen Abstürzen gegen die Eisackstrasse und den felsigen Entblössungen an der Westseite des Seebenkammes schon in den Umrissen des landschaftlichen Bildes klar zum Ausdrucke gelangt. Die von zahlreichen senkrechten Klufflächen durchsetzten Dioritbänke verflachen mit 25 bis 30° in SW., also in demselben Sinne, wie die im Süden vorliegende Schichtreihe von Branzoll, an welcher sie längs der vorerwähnten aus dem Tinnebach in's Eisackthal streichenden Verwerfungsspalte geradlinig abschneiden.

Die scheinbare Concordanz zwischen Eruptivgestein und Phyllit besteht nur in dem letzten Ausläufer der dem Seeben-Kamm entlang in N. ausstreichenden Dioritzunge. Verfolgt man von hier aus die Eruptivgesteinsgrenze gegen den Tinnebach hinab, oder durch die Weingärten von Klausen an das Ostgehänge des felsigen Kammes hinüber, so überzeugt man sich, dass der Diorit discordant auf dem Schichtgesteinscomplex aufsitzt; er breitet sich in flacher Lagerung über den Schichtköpfen der in SW. verflächenden Phyllit- und Gneissbänke aus. Der in die Kammlinie von Seeben gelegte Durchschnitt auf Taf. XV bringt diese eigenthümliche Lagerungsform zur Darstellung. Wir werden bei Besprechung der Dioritdurchbrüche von Klamm im Eisackthal noch einmal ausführlicher darauf zurückkommen.

Das Eruptivgestein von Seeben ist der Hauptmasse nach ein echter Quarzglimmerdiorit. Nur an dem sogenannten Kanzele, einem Felsvorsprung des Ostgehänges, konnten augitführende Gesteinstypen mit noch immer hohem Kieselsäuregehalt nachgewiesen werden. Als accessorischer Gemengtheil erscheint nicht selten auch in Gesteinsproben, die nicht unmittelbar vom Contact stammen, Turmalin. Die Gesteine haben eine geringe Widerstandsfähigkeit gegen die zersetzenden Einwirkungen der Atmosphären. Nur selten gelingt es, Handstücke zu erhalten, die schon makroskopisch die Natur der Gemengtheile deutlich erkennen lassen. Der Glimmer ist fast stets in grünliche faserige Aggregate umgewandelt. Er bedingt die grünlich-graue Färbung des Gesteins. Nicht selten sind auch röthlich-braune, durch Infiltration von Eisenoxydhydrat verfärbte Gesteinsabänderungen. Wo der Diorit, mehr und mehr an Mächtigkeit abnehmend, in einer dünnen Decke nach NNO. über den Phylliten des Seebenkammes ausläuft, beherrschen diese Verwitterungsstadien die gesammte Dioritmasse. Neben den mannigfaltigen chloritischen und epidotischen Verwitterungsproducten erscheint als steter Begleiter der Zersetzungserscheinungen Pyrit.

Wo der im Bereiche der Dioritaufschlüsse gegen den Tinnebach sich senkende Fahrweg neuerdings anzusteigen beginnt, tritt man in die an der Basis des Diorits liegenden Schichtgesteine. Es ist das ein Complex von grünlich und dunkelviolet gebänderten, harten, quarzreichen Schiefergesteinen, wie sie auch in der südlichen Umrandung des Diorits auftreten, in welche sich Bänke eines dickschieferigen, feldspathführenden, glimmerarmen Gesteines von feinlamellarer Textur einschalten. Diese eigenthümlichen gneissartigen Gesteine, die sich in ähnlicher Ausbildung in dem mit Amphiboliten wechsellagernden Phyllitcomplex am Ausgange des Villnösstales wiederfinden, bestehen aus dünnen, bis zu mikroskopischer Feinheit herabsinkenden Lamellen von Quarz und Feldspath, die in einzelnen, von zersetzter Glimmersubstanz durchtränkten Zonen dunkler schattirt erscheinen. Das Gestein erhält hiedurch im Querbruch ein zierlich gebändertes Aussehen, das zunächst an die Beschreibung der in den Contactzonen der Harzer Diabase auftretenden, feldspathführenden Streifen- und Bandschiefer (Desmosite Zinken's) erinnert. Innerhalb dieser Bändergneisse liegen, bald vollkommen sich auskeilend, bald lenticular anschwellend, Züge eines dichten, schwarzen, glimmerigen Schiefergesteines, die man ihrem äusseren Habitus nach als umgewandelte Thonschieferschmitzen bezeichnen möchte.



Eine sorgfältigere Untersuchung dieser durch ihre dunkle Färbung auffallenden Einlagerungen führt jedoch zu ganz anderen Anschauungen. Im Dünnschliff erscheinen als constituirende Gemengtheile: Spinell (Pleonast), Korund, Titaneisen mit Rutil, Biotit, Zirkon, Andalusit (?) und ein nicht näher bestimmbares, farbloses Mineral. Wir haben also ebenso wie in dem Gestein an der Südgrenze des Seebener Diorites ein Aggregat von Mineralien vor uns, die in dieser Combination nicht gesteinsbildend aufzutreten pflegen. Auffallend ist auch hier die Bedeutung der Thonerdeminerale für den Aufbau des Gesteins. Unter diesen steht quantitativ der Spinell im Vordergrund. Die dunklen, erst in sehr dünnen Schliffen durchsichtigen Pleonastkörnchen beherrschen auf den ersten Blick das ganze Bild (vgl. Fig. 3, Taf. XVI); sie bedingen wohl auch in erster Linie die dunkle Färbung des Gesteins. Die für geschichtete Silicatgesteine bezeichnendsten Bestandtheile, Quarz und Feldspath, nehmen nach den Resultaten der mikroskopischen Analyse an der Zusammensetzung dieses Gesteines keinen Antheil. Es dürfte schon aus diesem Grunde unzulässig sein, die fraglichen Gesteinsbildungen als directe, gewissermassen in situ entstandene Umwandlungsproducte der lamellaren Gneisse oder ihrer schieferigen Zwischenstraten zu deuten, Dagegen spricht auch die Art des Vorkommens, ihre local beschränkte Verbreitung und die scharfe Abgrenzung gegen das unveränderte Feldspathgestein. In besserer Uebereinstimmung mit den zu beobachtenden Thatsachen steht die Deutung dieser Vorkommnisse als Infiltrationsproducte. Die während der Eruptionsvorgänge durch die Einwirkung von Gasen und Dämpfen auf den durchbrochenen Schichtcomplex entstandenen stofflichen Neubildungen sind nicht nur an den Wänden der Gangkluft zum Absatze gelangt (Südgrenze des Diorits von Seeben), sondern wohl auch in Lösungen auf capillaren Spalten weiter gewandert. Einen Beleg hiefür gibt die eigenthümliche Art des Vorkommens von Mineralneubildungen in dem Eruptivgesteine selbst. In den Dioriten des Seebenkammes fanden sich weitab von der Contactregion an mehreren Stellen Anhäufungen derselben Mineralien, die wir in dem schwarzen Gestein an der südlichen Randkluft des Diorits beobachtet haben. Es sind theils sphäroidisch umrandete Knollen, theils unregelmässig gestreckte, mit dem Eruptivmagma verschleierte Blätter, die sich schon äusserlich auf den ersten Blick von den im Diorit von Seeben nicht gerade seltenen echten Einschlüssen unterscheiden. Eines dieser Vorkommnisse, eine etwa handtellergrösse, flachellipsoidische Schliere im Quarzglimmerdiorit des Seebenkammes nördlich vom Hauptgipfel, wurde im petrographischen Abschnitt ausführlicher besprochen (Fig. 1, Taf. XVI). Andalusit, Pleonast, Korund, Biotit und Zirkon sind die constituirenden Gemengtheile. Die Deutung dieser Bildungen als Umwandlungsproducte eingeschlossener Gesteinspartikel des durchbrochenen Grundgebirges erscheint aus denselben Gründen ausgeschlossen, die wir soeben gegen eine analoge Auffassung der mineralreichen Knollen innerhalb der an der Basis des Diorits liegenden lamellaren Gneisse geltend gemacht haben. In der That beobachtet man an den vom Diorit umschlossenen Gneiss- und Schieferfragmenten nirgends irgend welche, auf derartige Processe hinweisende Veränderungen. Aeussere Erscheinungsform und Zusammen-

setzung sprechen vielmehr dafür, dass man es hier mit localen Concentrationen der in Lösungen transportirten Contactproducte zu thun habe.<sup>1)</sup>

Von besonderem Interesse erscheint die Constatirung von Glaseinschlüssen in den Andalusiten dieses Mineralaggregates. Der Umstand, dass in derartigen Bildungen partielle Umschmelzungen stattgefunden haben, berechtigt uns zu dem Schlusse, dass die hier supponirten Vorgänge mineralischer Neubildungen, ihrer Circulation und ihres Absatzes im Wesentlichen noch vor Erstarrung der Eruptivmasse zum Abschlusse gelangt sind. Einen unanfechtbaren Beweis für diese Anschauung geben die durch zierliche Mikrofluctuationsstructur ausgezeichneten Mineralausscheidungen (Spinell, Rutil, Zirkon u. s. w.) in den Noriten der Wolfgrube und des Rothbaches, auf die wir an anderer Stelle zurückkommen werden.

Die abnormen Gesteinsbildungen an der südlichen Randkluff des Diorits, — die mineralreichen Schlieren innerhalb der Eruptivmasse selbst, — und die knolligen Concretionen in den Gneissbänken an der Basis des local übergreifenden Dioritergusses — sind somit als mineralogisch und genetisch gleichartige, nur hinsichtlich ihrer Ablagerungsräume verschiedene Producte zu betrachten. Ihre Entstehung fällt wohl im grossen Ganzen in ein und dieselbe Epoche, in die Zeit des Durchbruches der Eruptivmassen und des Beginnes ihrer Consolidirung. Eine schärfere Gliederung dieser Bildungen nach dem Zeitpunkte ihrer Entstehung dürfte schwer durchzuführen sein. Ihre mineralogische Constitution bietet hiefür keine Anhaltspunkte. Dagegen scheint die Rolle, welche einzelne Contactmineralien als accessorische Gemengtheile des Eruptivgesteins spielen, darauf hinzuweisen, dass die Mineralausscheidungen wohl ursprünglich aus dem Magma selbst erfolgten. Die mineralreichen Schlieren im Eruptivgestein würden wir somit in gewissem Sinne als primäre, die Absätze auf Hohlräumen, an den Ganggrenzen sowohl, wie im Nebengestein als secundäre Bildungen aufzufassen haben.

Kehren wir nun zur Besprechung unseres Durchschnittes zurück.

Der an der Basis des Diorits von Seeben hervortretende Schichtencomplex hält längs des Fahrweges auf eine Erstreckung von kaum 200 Schritten an, dann tritt man an der Stelle, wo die Schutzmauern der Aecker von Pardell auch von der linken Seite her den Weg eingengen, wieder in Diorit. Die Grenze ist durch eine wellig verlaufende Gesteinsfuge markirt, die, nabezu im Streichen der Schichtgesteine liegend, die Wegrichtung unter einem sehr spitzen Winkel schneidet. Zur Linken des Weges steht das Eruptivgestein an, das durch ein System flach liegender, in SW. geneigter Absonderungsklüfte bankförmig gegliedert erscheint, zur Rechten liegen die in derselben Richtung verflächenden Phyllite, und es hat somit den Anschein, als würde der Diorit die geschichteten Gesteine in concordanter Lagerung unterteufen.

<sup>1)</sup> Man wird durch diese Vorkommnisse lebhaft an die concretionären Mineralausscheidungen in den Kersantiten des Harzes erinnert, welche Lossen erst jüngst in seinen werthvollen „Beiträgen zur Kenntniss des Harzes“ (Jahrb. d. kgl. preuss. geol. Landesanstalt für 1880. Berlin 1881, pag. 22 ff.) beschrieben hat. Lossen bezeichnet dieselben direct als „Differencirungsgebilde des Magma's.“

Für diese Auffassung scheinen auch die Verhältnisse in der östlichen Fortsetzung der Grenzregion an den gegen die Eisackstrasse abfallenden Gehängen zu sprechen, wo an den felsigen Entblösungen am Rande der Weinberge von Ganner und Sigiller die Diorite so weit nach SW. zurückgreifen, dass ihre Begrenzungslinie der Liegendgrenze der Diorite von Seeben annähernd parallel verläuft. Die zwischengelagerten Schiefer und Gneisse, die hier, wie auf der Höhe des Fahrweges nach Pardell, kaum mehr als 60—70 Meter Mächtigkeit beanspruchen, repräsentiren also scheinbar einen zwischen zwei Eruptivlagermassen concordant eingeschalteten Schichtencomplex. Verfolgt man dagegen die Grenze von dem höchsten Aufschlusspunkte ab nach West, so überzeugt man sich, dass sie den Felsabstürzen der Terrasse von Pardell entlang nahezu lothrecht zur Thalsole der Tinneschlucht niedersetzt. Dieser Umstand sowohl, wie auch das Auftreten mehrerer in die Grenzphyllite im Tinnebach eingreifender Apophysen, auf die wir bei der Besprechung der Aufschlüsse dieses Thalabschnittes zurückkommen werden, lassen keinen Zweifel darüber, dass wir es hier mit einem intrusiven Erguss zu thun haben.

Der untere Abschnitt der mit Glacialbildungen bedeckten Terrasse von Pardell besteht, bis nahe an den Weiler hin, aus diesem mit den Dioriten von Seeben vollkommen übereinstimmenden Eruptivgestein. Nahe der Nordgrenze dieses Gesteinszuges, in dem Hohlwege unterhalb der kurz vor Pardell liegenden Kapelle, zeigen die Diorite abermals eine deutliche Plattung mit in WSW. ( $35^{\circ}$ ) geneigten Absonderungsflächen. Dann folgen kurz vor dem ersten Hofe von Pardell Phyllite, die in S. und SSW. verflächend, den höher gelegenen Abschnitt der Terrasse zusammensetzen. Es sind vorwiegend Thonglimmerschiefer mit Einschaltungen von hellfarbigen, talkigen und dunklen bis schwarzen, graphitischen Schiefervarietäten. Gneissartige Einlagerungen wurden hier nicht beobachtet. Die schwarzen, mit den bekannten Graphitschiefern des Villnöss- und Afers-Thales vollkommen übereinstimmenden Phyllitabänderungen sind an der Scheide der nach Feldthurns und Verdings führenden Wege in einem künstlichen Aufschluss entblösst.

Die Nordgrenze des Diorits von Pardell, die mit einem Streichen von W25N in O25S aus dem Tinnebach in's Eisackthal hinübersetzt, fällt in ihrer ganzen Erstreckung mit einer senkrecht in die Tiefe gehenden Verwerfungskluft zusammen, welche zu beiden Seiten des steil umrandeten Plateau's in befriedigender Weise aufgeschlossen ist. Auf der Westseite erscheint sie durch einen in den Tinnebach abfallenden Felsrunst markirt, der thalabwärts von nackten Dioritwänden, thalaufwärts von dunkel bewaldeten Phyllit-Abstürzen flankirt wird. Die Schichtgesteine fallen, wie auf der Höhe des Plateau's, gegen den Diorit in Süd ein. An der dem Eisackthal zugewendeten Abdachung fällt die Verwerfungsspalte mit jener Thalschlucht zusammen, die nördlich von dem Gehöfte Sigiller an das mit Weinbergen bedeckte Gehänge hinaustritt. Hier steht den Dioriten, welche die schroffen Felswände zur Rechten des Thaleinschnittes aufbauen, ein Schichtkopf gegenüber, der sich aus Phylliten und Bändergneissen mit stark gewundenen und gefalteten Quarzlamellen, dem Schichtcomplex von Seeben-Branzoll, zusammengesetzt. Soweit die Thallinie ihre schroffen Contouren bei-

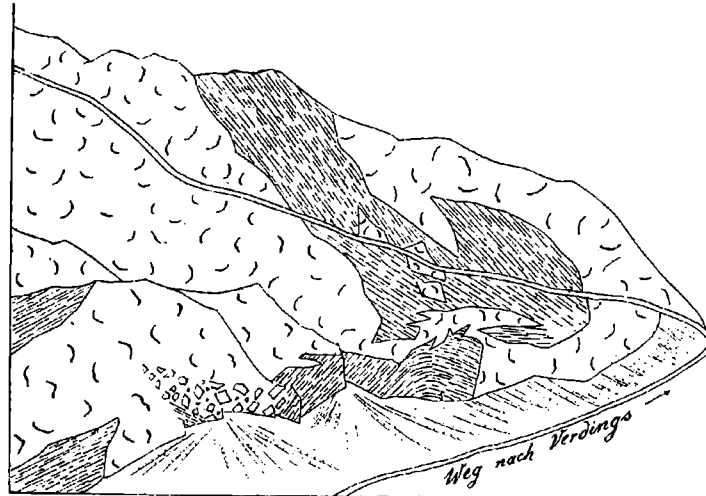
behält, fallen die Schichtgesteine mit flacher Neigung von den Dioriten in Nord ab. Erst unterhalb des von der Eisackstrasse aus sichtbaren, dem Plateaurande zunächst liegenden Gehöftes biegen die Phyllite in die entgegengesetzte, im Tinnebachabschnitte herrschende Fallrichtung um. Wir stehen hier an einer der auffallendsten tektonischen Linien des ganzen Eruptivgebietes, deren Bedeutung aber erst dann näher discutirt werden kann, wenn wir die Verbreitung und Lagerung der Diorite in dem westlich vom Tinnebach liegenden Gebirgsabschnitte kennen gelernt haben werden.

Durch den kahlen Bergrücken, der sich nordwärts über die Terrasse von Pardell erhebt, streicht in ostwestlicher Richtung eine dritte Dioritmasse hindurch, die wir weiterhin nach dem Namen der auf der Höhe dieses Rückens liegenden Ortschaft als „Dioritzug von Verdings“ bezeichnen wollen. In dem beigegebenen Durchschnitte, der ungefähr durch die Mitte des felsigen Steilrandes oberhalb Pardell hindurchsetzt und den Gesteinszug im Bereiche seiner grössten Mächtigkeit verquert, erscheint der Diorit als eine einheitliche, gangförmige Masse, die in meridionaler Richtung in einer Breite von etwa 350 Meter blossliegt. Die durchbrochenen Schichtgesteine fallen beiderseits gegen die Gangmasse ein. (Taf. XV.)

Viel complicirter gestalten sich die Verhältnisse im Osten und Westen unserer Profillinie, wo die beiden nach Verdings führenden Wege eine Reihe leicht zugänglicher Aufschlüsse bieten. Am lehrreichsten sind die Entblössungen längs des Fusspfades, der oberhalb der nordöstlichsten Gehöfte von Pardell bei einem Kreuze vom Hauptwege abzweigend ziemlich rasch an dem mit Kastanien bestandenen Gehänge nach Verdings emporführt. Der erste Theil des Anstieges führt durch einen Wechsel von helleren talkig und dunkleren graphitisch veränderten Phylliten, in welche sich dickbankige, harte, quarzitische und feldspathführende, lamellare Gesteine einschalten, wie sie den Schichtencomplex an der Basis der Diorite von Seeben charakterisiren. Darüber folgt eine schroffere, von Vegetation gänzlich entblösste Gehängstufe als östliche Fortsetzung jenes Steilrandes, mit dem sich die Diorite in dem Durchschnittspunkte unseres Profils aus dem Phyllitcomplex herausheben. Hier begegnen wir auch sofort anstehenden Dioriten, aber nicht mehr in Gestalt eines einzigen ungegliederten Ganges, sondern in jener Erscheinungsform, die das Ausgehende einer vielfach zerspaltenen und zertrümmerten Intrusivmasse darbietet. Ausgedehnte Phyllitschollen mit unregelmässiger, scharfeckiger Umrandung und vielfach wechselnder, bald steiler, bald flacher gestellten Schichtenlage erscheinen ringsum vom Diorit umflossen und umschlossen selbst eckig contourirte Eruptivgesteinskeile, die offenbar als Enden kleinerer Gangtrümmer aufzufassen sind. Die folgende Skizze gibt ein ziemlich getreues Bild des complicirten Ineinandergreifens von Diorit und Phyllit, wie es sich auf die leider nahezu im Streichen der Intrusivbildungen liegende Aufschlussfläche des Gehanges projecirt. Die auf der Westseite des Aufschlusses hervortretenden Phyllite verflachen in Nordwest (30°), während die helleren, quarzreichen, durch einen blassgrünen, sericitischen Glimmer ausgezeichneten Phyllite, die der auf der Skizze markirte Fussweg durchschneidet, in Südsüdwest (35°) einfallen. Die am unteren

Rande des Aufschlusses liegenden Phyllite lassen den welligen Bau des durchbrochenen Schichtcomplexes am besten hervortreten. Sie

Fig. 1.



Aufschlussbild auf dem Fusswege von Pardell nach Verdings.  
(Die Schichtgesteine sind durch unterbrochene Schraffen markirt.)

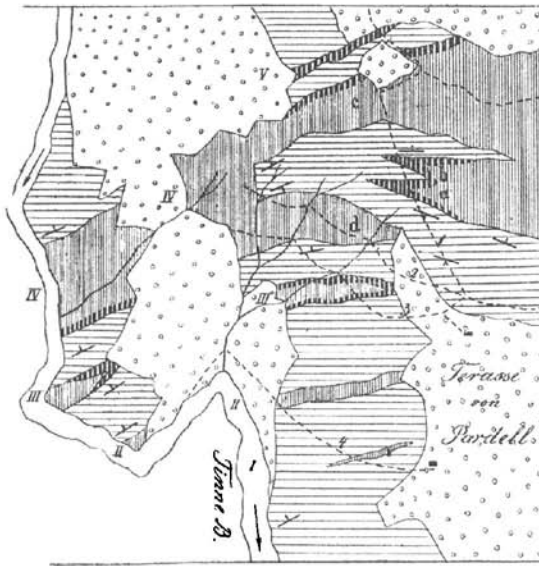
geben zugleich ein Beispiel für die in den Grenzregionen der Intrusivmassen häufig zu beobachtende Zertrümmerung des durchbrochenen Phyllits. Die geschichteten Gesteine sind hier auf eine Erstreckung von ungefähr 2 Meter in ein Haufwerk von scharfkantigen Bruchstücken aufgelöst, deren wohlerhaltene Strukturflächen sich unter den verschiedensten Winkeln schneiden. Wo diese Phyllitschollen nicht unmittelbar aneinanderschliessen, füllen kleinere Fragmente und glimmerreicher Gesteinsdetritus die Zwischenräume aus; ein eigentliches Cäment fehlt.

Der Phyllit zeigt längs der Berührungsgrenzen mit dem Eruptivgesteine nirgends irgendwelche, die Gesteinsbeschaffenheit wesentlich alterirende Umwandlungserscheinungen. Nur an einer Stelle, am oberen Rande der zuletzt erwähnten Phyllitscholle, beobachtet man Mineralneubildungen und zwar strahlig-büschelige Aggregate von schwarzem Turmalin, der auf die Contactlinie beschränkt im Phyllit sowohl, wie im Diorit kleine Hohlräume auskleidet. Der Diorit selbst zeigt an der Contactgrenze und in den schmalen Ausläufern seiner mannigfaltigen Ramificationen eine bemerkenswerthe Texturabänderung. Das gleichmässig körnige Eruptivgestein, das die Hauptmasse des Höhenrückens von Verdings zusammensetzt, geht hier in ein homogenes, bläulich-graues, scharfkantig zerklüftendes und leicht in dünne Scherben spaltendes Gestein über, aus dessen anscheinend dichter Grundmasse nur vereinzelte Krystalldurchschnitte von Feldspath und Augit heraustreten. Das Gestein erhält hiedurch den makroskopischen Habitus eines Porphyrits.

Etwa 50 Schritte in Ost von unserem Aufschlussbilde tritt in einer felsigen Entblössung inmitten des flacheren Ackerterrains der letzte Ausläufer der hier geschilderten Dioritapophysen zu Tage. Weiterhin verhüllen die Glacialbildungen der Feldthurnser Terrasse das Grundgebirge.

Nicht minder interessant, wenn auch ungünstiger entblösst, sind die Aufschlüsse längs des von Pardell nach Verdings führenden Fahrweges, der die in Rede stehende Dioritmasse westlich von unserer Profillinie verquert. Der in der NW.-Ecke der Ackergründe von Pardell in den Wald eintretende Fahrweg (1 in Fig. 2) führt durch einen Complex rost-

Fig. 2.



Topographische Skizze des Verdinger Spaltensystemes.<sup>1)</sup>

braunverwitterter, theils phyllitisch, theils gneissartig ausgebildeter Gesteine, die mit 30° Neigung in SSW. einfallen. Nach ungefähr 120 Schritten erreicht man die Dioritgrenze. Das Eruptivgestein, das uns hier, der Grenze zunächst, wieder in jener porphyritischen Ausbildung entgegentritt, welche in den schmälern Apophysen im Ausgehenden der Gangmasse zur Entwicklung kommt, hebt sich schon durch seine scharfkantigen Erosionsformen deutlich aus den rundhöckerig verwitternden Schichtgesteinen heraus. Durch ein System flach in Süd geneigter Absonderungsklüfte erhält das massige Gestein eine der Schichtung des vorliegenden Phyllit- und Gneiss-Complexes nahezu concordante dickbankige Gliederung, die bei flüchtiger Begehung zur Ansicht führen könnte, dass der Diorit die Schichtgesteine regelmässig unterteufe. Verfolgt man jedoch die Contactlinie von ihrem Durchschnittpunkte mit dem Fahrwege ausgehend an den felsigen Entblössungen rechts vom Wege weiter nach Ost, so ergibt sich, dass dieselbe in dieser Richtung allmählig ansteigend quer durch den Phyllit hindurchsetzt, so zwar, dass der Diorit über dem Schichtgestein zu liegen kommt und sich, so weit die Grenzverhältnisse von hier ab zu verfolgen sind, wie

<sup>1)</sup> Die durchbrochenen Schichtgesteine sind durch Horizontal-, die Intrusivbildungen durch Vertical-Schraffen bezeichnet. Innerhalb der letzteren wurden die porphyrischen Salbänder noch besonders hervorgehoben. Die Verbreitung der glacialen Schuttbedeckung erscheint durch Ringpunkte markirt.

aus. Durch ein System flach in Süd geneigter

ein übergreifendes Sediment auf den Schichtenköpfen des Phyllits ausbreitet. Noch weiter in Ost stellt sich die Contactfläche steiler auf, und die Phyllite an der Basis der allmählig zu schrofferen Felskämmen aufragenden Diorite schießen mit steilem nördlichen Verflächen unter das Eruptivgestein ein, wie das in dem Durchschnitte durch die Mitte der Gangmasse (Taf. XV) zur Darstellung gelangt. Es treten uns also auch hier, ebenso wie im Ausgehenden des Dioritzuges, Verhältnisse entgegen, die nur unter der Annahme intrusiver, local übergreifender Lagerung des Eruptivgesteins innerhalb eines älteren, zur Zeit des Durchbruches der Eruptivmassen bereits gefalteten Schichtensystems verständlich werden.

Kehren wir nun zu den längs des Fahrweges sich darbietenden Aufschlüssen zurück. Ungefähr 15 Schritte nördlich von der soeben besprochenen Contactgrenze tritt inmitten der Eruptivmasse plötzlich eine in Nordwest verflächende Phyllitscholle zu Tage, die im Niveau des Fahrweges in einer Breite von 2 Meter blossliegt, nach aufwärts aber an dem felsigen Gehänge sich rasch keilförmig verjüngt und im Diorit ausspitzt. Nach weiteren 5 Schritten schneidet das Eruptivgestein abermals an einem Phyllitcomplex ab, der nun auf eine grössere Erstreckung hin die Continuität der Dioritmasse unterbricht. Die Phyllite fallen von der nahezu verticalen Grenzfläche mit 30° Neigung in Nordwest ab. Längs des Fahrweges sind sie in einer Breite von ungefähr 25 Schritten aufgeschlossen, nach Ost hin nehmen sie dagegen rasch an Mächtigkeit ab, um endlich vollständig im Diorit auszuweichen. Kurz vor der Umbiegung des Weges aus seiner bisherigen Nordnordwest-Richtung in Ost-südost verquert man den diese zweite Phyllitscholle nordwärts umfassenden Ausläufer der dioritischen Gangmasse, innerhalb dessen der rückläufige Abschnitt der Wegschleife auf die Höhe von Verdings hinaufführt. Folgt man dem Fusspfad, welcher am oberen Rande des kleinen, an der Wendung des Fahrweges liegenden Ackers zu den vereinzelt Gehöften westlich von Verdings hinüberführt, so gelangt man noch innerhalb des Waldrandes an die Nordgrenze dieses Dioritzuges, die zugleich mit der Nordgrenze der Gesamtgangmasse zusammenfällt. Auch hier tritt wieder die deutlich körnige Ausbildung des Eruptivgesteines in dem Masse zurück, als man sich der Grenze nähert und dieser zunächst erscheinen in ungefähr 1 Meter Breite die harten, flachschalig spaltenden, anscheinend aphanitischen Gesteinsvarietäten, denen wir zuerst in den Ramificationen im Ausgehenden der Gangmasse begegnet sind. In frischem Zustande sind diese dichten, nur durch vereinzelte glasige Feldspathdurchschnitte ihre porphyrische Textur verrathenden Gesteine tief dunkel bis basaltschwarz, unter dem Einflusse der Tagwässer nehmen sie aber lichtere, bläulich- und grünlich-graue Farbentöne an und zersetzen sich endlich zu gelblichen und bräunlichen Massen mit erdigem Bruch, die kaum mehr den Charakter eines Eruptivgesteines an sich tragen. Reichlichere Imprägnation mit Eisenkies kennzeichnet diese vorgeschrittenen Verwitterungsstadien. Die geschichteten Grenzgesteine des Diorits sind quarzreiche, durch Muscovit und fleischrothen Orthoklas ausgezeichnete lamellar-plattige Gneisse, die mit phyllitischen Schichten wechselnd von der senkrecht niedersetzenden Contact-

grenze in Nord abfallen. Wo man aus dem dünnen Föhrenbestande auf die mit Glacialbildungen bedeckte Culturterrasse hinaustritt, setzt in dem erwähnten Schichtencomplex noch ein selbstständiger Gang auf, der in seiner ganzen Breite (etwa 0.5 Meter) aus dem basalt-schwarzen Aphanit besteht, den wir soeben an der benachbarten Dioritgrenze beobachtet haben.

Aus der vorstehenden Schilderung der Grenzverhältnisse von Diorit und Phyllit geht also hervor, dass sich die Verdingser Gangmasse auch nach West hin in mehrere Aeste spaltet, die als deutliche Intrusivmassen einen in ihrem Streichen liegenden, flach aufgewölbten Schichten-sattel durchbrechen. Nur die dritte und mächtigste dieser Apophysen (*c*) lässt sich auf eine grössere Erstreckung über unsere Durchschnittslinie hinaus verfolgen; sie erreicht den Tinnebach etwas oberhalb der als Wolfsgrube bezeichneten Seitenschlucht. Die beiden ersteren (*a* und *b*) keilen dagegen, wie die Begehung der zu dieser Thallinie abdachenden Gehänge lehrt, schon nach kurzem Verlaufe im Phyllit aus.

An der zum Tinnebach absteigenden Böschung verlaufen zwei von der NO.-Ecke der Pardeller Terrasse ausgehende Wege, (2 u. 3 in Fig. 2) von denen der in höherem Niveau liegende das längs des Verdingser Fahrweges gewonnene Aufschlussbild wesentlich ergänzt. Der erste Theil dieses Weges verläuft in flachgelagertem Phyllit, dann folgen, in einem Thaleinriss entblösst, Diorite, und zwar feinkörnige Gesteine, die sich durch das Hervortreten grösserer Durchschnitte von Feldspath und Augit zunächst an die früher beschriebenen porphyrisch ausgebildeten Typen anschliessen. Sie bilden felsige Aufschlüsse bis zu einer zweiten tieferen Erosionsfurche, wo sie geradlinig an quarzreichen Phylliten abschneiden. Längs des Weges sind diese Phyllite in einer Breite von 13 Meter aufgeschlossen, dann heben sich neuerdings mit steil stehender Grenzfläche Diorite heraus, die thalabwärts mit dem ersterwähnten Diorit in eine Intrusivmasse zusammenfliessen. Verfolgt man die diesen Phyllit-Keil umfassenden Dioritgrenzen nach aufwärts gegen den Verdingser Fahrweg hin, so ergibt sich folgendes: die westliche Begrenzungslinie steigt Anfangs mit nördlichem Streichen das Gehänge hinan, wendet sich aber dann in scharfem Winkel umbiegend nach Ost, und verläuft endlich in die Südgrenze jener dritten Dioritapophyse, die wir längs des Verdingser Fahrweges verquert haben. Die gegen Pardell zu gelegene Dioritgrenze dagegen steigt gleich vom Wege ab in rein östlicher Richtung an dem Gehänge empor, biegt sodann in OSO. um und erreicht hart an der Stelle, wo der Verdingser Fahrweg in den Wald eintritt, den Rand der Glacialterrasse von Pardell. Sie bezeichnet die Nordgrenze einer in Ost austreichenden Apophyse (*d*), welche mit der Gangmasse von Verdings nur durch Vermittlung des oben mit *c* bezeichneten Dioritastes in Verbindung steht. Durch die zwischen *c* und *d* eingekeilte Phyllitscholle streicht der Scheitel jener Antiklinale durch, die wir an dem Verdingser Fahrweg beobachtet haben. Die Gewölbeschenkel werden beiderseits von den schief aufsteigenden Grenzflächen der Diorite nahezu rechtwinkelig zur Lage der Phyllitblätter abgeschnitten. Am besten beobachtet man dieses Verhältniss längs der nordöstlich durchstreichenden Dioritgrenze, wo durch einen günstigen Aufschluss hart am Wege auch die feineren Details des Diorit-Phyllitverbandes blossgelegt sind.



Die gedrängt stehenden, vielfach gewundenen Quarzlamellen des Phyllits greifen hier scharfzackig in das eng an die Spaltenwand sich anschmiegende Dioritmagma ein, und dieses selbst umschliesst der Grenze zunächst zahlreiche Quarzfragmente und Schieferbruchstücke. Trotz des innigen Verbandes lassen aber weder die Grenzphyllite noch die Einschlüsse irgendwelche bemerkenswerthe Umwandlungserscheinungen erkennen.

Südlich von dem in so complicirter Weise zertrümmerten Spaltensystem der Verdingser Masse treten an der Abdachung gegen den Tinnebach noch mehrere selbstständige Dioritdurchbrüche auf, welche alle derselben, dem Hauptstreichen des Verdingser Zuges parallelen Richtung folgen. Die nördlichsten derselben (III) verquert man auf dem mit 3 bezeichneten Fusswege, der von dem mehrerwähnten Gehöfte in der NO.-Ecke der Terrasse von Pardell ausgehend Anfangs ziemlich rasch gegen den Tinnebach absteigt, dann aber dem in höherem Niveau liegenden Fahrweg parallel im Streichen des Gehänges thaleinwärts führt.

Wo der Weg mit abnehmendem Gefälle in WNW. umbiegt, treten Eruptivgesteine zu Tage, die deutlich gangförmig den flach in NW. einfallenden Phyllitcomplex durchsetzen. Es sind quarzarme Gesteine mit einer feinkörnig-krystallinischen Grundmasse, aus welcher einzelne grössere Durchschnitte von Plagioklas und Augit heraustreten. Diese schon dem unbewaffneten Auge auffallende, porphyrtartige Differenzierung des durchaus körnigen Gemenges spricht sich noch schärfer in der mikroskopischen Textur der aphanitischen Gesteinsabänderungen aus, welche die Gangmasse zu beiden Seiten nach Art breiter Salbänder begrenzen. Es sind dieselben dichten, melaphyrähnlichen Gesteine, die wir in der Umrandung der Verdingser Masse und ihrer Apophysen beobachtet und als porphyrtartige Erstarrungsmodification des körnigen Augitgesteins bezeichnet haben. Längs der nördlichen Ganggrenze bilden sie eine mehrere Meter breite Randzone, die sich durch die intensiv schwarze Färbung des hier vollkommen frischen Aphanits sehr scharf von dem grünlich grauen, in vorgeschrittenen Verwitterungsstadien röthlich-braunen körnigen Augitdiorit abhebt. Am Südrande der Gangmasse hat die aphanitische Grenzzone eine geringere Breite, die Gesteine selbst sind unter dem Einfluss beginnender Zersetzungserscheinungen gebleicht und verfliessen ganz allmählig in die makroskopisch körnigen Gesteinstypen der Gangmitte. Diorit und Aphanit sind ganz gleichmässig von steil in NW. einschliessenden Absonderungsklüften durchsetzt.

Durch den mittleren Abschnitt der Gangmasse streicht längs des Weges in einer Breite von 7—8 Metern aufgeschlossen, eine Zone von Trümmergesteinen hindurch, die sich aus eckigen Quarzbrocken und bis kopfgrossen Bruchstücken verschiedener Schiefervarietäten, sowie der demselben Schichtenverbande entstammenden, durch ihren fleischrothen Orthoklas auffallenden, lamellaren Gneisse zusammensetzt. Feinkörnig, zum Theil porphyrtartig erstarrtes Magma erfüllt die Hohlräume zwischen den wirt durcheinanderliegenden Gesteinstrümmern. Die Art der Caementirung sowohl, wie auch die Umrandung der unregelmässig an- und abschwelenden, durch einen Ausläufer der Gangmasse in zwei Schollen getrennten Breccienmasse, beweist zur Genüge,

dass wir hier nicht eine jüngere Spaltausfüllung, sondern eine die Eruptionsvorgänge begleitende Trümmerbildung vor uns haben.

Nach Ost hin lässt sich diese in mehrfacher Hinsicht interessante Gangmasse bis an den Rand der Terrasse von Pardell verfolgen. Im Westen verschwindet sie zunächst unter einer mächtigen Decke von Glacialschutt, taucht aber im Thalgrunde gegenüber dem „langen Kofl“ in einem schmalen Felsriegel neuerdings empor. Auf die hier herrschenden Lagerungsverhältnisse werden wir bei Besprechung der Aufschlüsse im Tinnebach zurückkommen.

Südlich von dieser Gangmasse liegen zwei weitere Dioritdurchbrüche, welche der von der Südwestecke der Pardeller Terrasse in den Tinnebach hinabführende Fussweg (4 der Skizze) in günstiger Weise aufschliesst. Wenige Schritte unterhalb des am Terrassenrande liegenden Fallerhofes setzt in flachgelagertem quarzreichen Phyllit eine ca. 24 Meter breite Gangmasse auf (in Fig. 2), die nahe ihrem Südrande eine 4 Meter breite, nach oben sich vollständig auskeilende Scholle wohlgeschichteten Phyllits umschliesst. Das unregelmässig zerklüftete, durch seine dunklen, fettglänzenden Verwitterungsflächen auffallende Eruptivgestein bildet ein Bindeglied zwischen den gleichmässig feinkörnigen und den aphanitischen, mit porphyrtiger Structur erstarrten Gesteinstypen. Die Gangmasse lässt sich über die Grenzen des Aufschlusses hinaus nur wenige Schritte weit nach Ost und West verfolgen.

Im letzten Drittheil dieses Fussweges verquert man die zweite, etwa 16 Schritte breite Gangmasse (II der Skizze), die beiderseits von nordöstlich verflächenden Phylliten und den mit ihnen wechsellagernden feldspathreichen, lamellaren Gneissen begrenzt wird. Das durch Verwitterung stark veränderte Eruptivgestein besteht aus einer feinkörnigen, röthlich-braunen bis chocoladefarbenen, feldspathreichen Grundmasse, in welcher scharf umrandete Durchschnitte eines dunklen, faserig veränderten Augits eingestreut erscheinen. Kalkspath- und Epidot-Bildung begleiten die Umwandlungsercheinungen. Das Gestein schliesst sich jedenfalls zunächst an die zu porphyrtiger Ausbildung hinneigenden Gesteinstypen an. Auch dieser Gangzug verschwindet nach West rasch unter der Schuttbedeckung des Gehänges, tritt aber, wie wir später sehen werden, in der Thalsohle wieder zu Tage und streicht erst am rechten Ufer des Tinnebaches im Phyllit aus.

## 2. Profil durch den unteren Abschnitt des Tinnebaches.

Der vielfach gewundene, schluchtförmige Erosionskanal, durch welchen der Tinnebach in's Eisackthal hinaustritt, gibt in einer fast ununterbrochenen Reihe felsiger Aufschlüsse ein klares Bild von dem raschen Gesteinswechsel im Bereiche der geschichteten Bildungen der Quarzphyllitgruppe und ihrer Beziehungen zu den massigen Gesteinen dieses Gebietes. Die Felswände, welche hinter der Mühle am rechten Ufer des Thalausganges an den Weg herantreten, bestehen vorwiegend aus den feldspathführenden, gneissartigen Gesteinen, die in dem Durchschnitte Branzoll-Seeben mit Thonglimmerschiefern wechsellagern. Sie

fallen in mächtigen, von Kluftflächen durchsetzten Bänken mit durchschnittlich 25—30° Neigung thalauswärts, in SSW. ein. Ein lichter talkig- oder dunkler chloritisch veränderter Glimmer bestimmt die Färbung des verworren-flaserigen bis lamellar-plattigen Gesteines. In einzelnen Bänken treten dunkle Chloritschuppen und glänzende Epidot-Körner an die Stelle des Glimmerbestandtheiles. Der Quarz überwiegt meistens über den rasch wechselnden Gehalt an orthoklastischem Feldspath und erscheint ausser im Gesteinsgemenge häufig noch in gestreckten Platten oder kürzeren lenticularen Massen, wie sie die Schiefergesteine der Quarzphyllitgruppe charakterisiren.

Wo sich der Schichtcomplex an einer das Thal verquerenden Verwerfungskluft plötzlich steiler aufrichtet, um dann auf eine grössere Erstreckung hin ungefähr 60° in Süd zu verflachen, treten dünner geschichtete Phyllitlagen in die Schichtfolge ein. Sie wechseln auf das Lebhafteste mit dickbankigen grünlich-grauen und röthlichen Gneissabänderungen, die sich von jenen des Thalausganges nur durch reichlichere Feldspathführung unterscheiden. Die röthlichen Gneissvarietäten verdanken ihre Färbung einem hellfleischrothen bis bräunlich-rothen Orthoklas, der in unregelmässig an- und abschwellenden, krystallinisch-körnigen Partien zwischen dichtverwebten Membranen eines grünlichen, durch Umwandlungserscheinungen häufig gebleichten Glimmers eingebettet liegt. Das verworren-flaserige Gestein ist dickbankig geschichtet, die Schicht- und Kluftflächen sind mit intensiv rothen Beschlägen von Eisenoxydhydrat bedeckt. Auf Sprüngen und Klüften des Gesteines finden sich Ablagerungen von gelblichgrünen epidotischen Zersetzungsproducten. Neubildungen dieser Art beobachtet man auch an den weniger stark veränderten grünlichgrauen Gneissvarietäten. Die in den Gneisscomplex eingeschalteten Phyllitlagen bestehen theils aus feingefalteten Thonglimmerschiefern, theils aus quarzreichen Talkschiefern, wie sie auch anderwärts in den höheren Abtheilungen der Quarzphyllitgruppe mit Thonglimmerschiefern wechsellagern.

An die schroffen Felswände schliessen sich in der Fortsetzung des Profils sanfter geböschte Gehänge an, an deren Fusse die Gesteine der Thalsohle unter jüngerer Schuttbedeckung verschwinden. Nach kurzer Unterbrechung folgen abermals felsige Aufschlüsse, und zwar zunächst grünlichgraue, körnigstreifige Gneisse, aus denen sich durch Zurücktreten des Glimmers ein undeutlich geschichtetes, massig zerklüftetes Gestein entwickelt, das sich im Wesentlichen als ein grosskörniges Gemenge von schwach grünlich gefärbtem Feldspath und Quarz darstellt.

Aehnliche glimmerarme Quarzfeldspathgemenge wurden in dem Profile längs des Weges nach Pardell innerhalb der Bändergneisse im Liegenden des Diorites von Seeben beobachtet.

Mit flacher Lagerung unter diese Gneisse einfallend (15—20° in Süd) folgt nun thalaufwärts eine Schichtreihe von eigenthümlicher Entwicklung. Die durch ihre grössere Härte, das dichte Gefüge und die dunklen Farbentöne auffallenden Contactgesteine, denen man in dem Durchschnitte von Seeben-Pardell in der Umrandung des Diorites begegnet, treten hier in Verbindung mit schwarzen, homogenen Thonschiefern und glimmerreichen, schiefrigen und gneissartigen Einlagerungen in mächtigen Auf-

schließen an den Weg heran. Zahlreiche, gedrängt stehende, steil in N. einschliessende Klufflächen durchsetzen den flachgelagerten Schichtcomplex und bedingen eine scharfkantig polyedrische Absonderung des Gesteines. Die dickbankigen, harten Contactschiefer erhalten hiedurch local den Charakter eines plattig abgesonderten, unregelmässig zerklüfteten massigen Gesteines, das durch seine basaltschwarze Färbung, die homogene Textur und die dunkelölgrünen bis braunen, fettglänzenden Belege auf den Klufflächen lebhaft an den so charakteristischen Habitus gewisser aphanitischer Eruptivgesteine dieses Thalgebietes erinnert. Schichtung und Flaserung ist jedoch gewöhnlich an Handstücken noch deutlich erkennbar. Von besonderem Interesse ist die Art des Verbandes der in diesem Aufschlusse zu Tage tretenden Gesteinsabänderungen. Die nahe dem Südrande des Aufschlusses in den Hangendpartien der Schichtfolge liegenden Gneisse, die aus einer körnigen vorwiegend feldspathigen Grundmasse mit regellos eingestreuten hexagonalen Glimmerblättchen bestehen, bilden kurze, linsenförmig an- und abschwellende, im Streichen ineinander fließende Massen von 1—2' Durchmesser, an welche sich zunächst in schmalen bandförmigen Zonen dunkle, harte, hällfintartige Gesteine anschmiegen, die makroskopisch keine weitere Sonderung ihrer Gemengtheile gestatten. Nach aussen folgen dann dünn-schichtige glimmerreiche Gesteinszonen, oft nur feinschuppige Aggregate von tobackbraunen Glimmerblättchen darstellend, die durch mannigfache Zwischenglieder mit den die Hauptmasse des Aufschlusses bildenden schwarzen Thonschiefern in Verbindung stehen.

Die linsenförmigen Gneisskörper keilen weiterhin vollständig aus, auch die glimmerreicheren Zwischenstraten treten zurück und man beobachtet an den Felswänden nur noch einen Wechsel von dünn-schichtigen schwarzen Thonschieferlagen mit den früher erwähnten dunklen dickplattigen gehärteten Schiefergesteinen. Diesen Schichtcomplex concordant unterlagernd, folgen in der Fortsetzung des Profils, der Mühle am linksseitigen Bachufer gegenüber, hellfärbige, zierlich gebänderte Gesteine, welche aus einem Wechsel von feinen, mit unbewaffnetem Auge oft kaum mehr zu trennenden Lamellen von Quarz und dichter Feldspathmasse bestehen, die von chloritischen Zersetzungsproducten durchtränkt, zonenweise dunkler schattirt erscheinen. Sie gleichen vollkommen den als Bändergneiss bezeichneten Gesteinstypen, die auf der Höhe des linksseitigen Thalkammes zwischen den beiden Dioritmassen von Seeben und Pardell mit Glimmerquarziten und Phylliten wechsellagern.

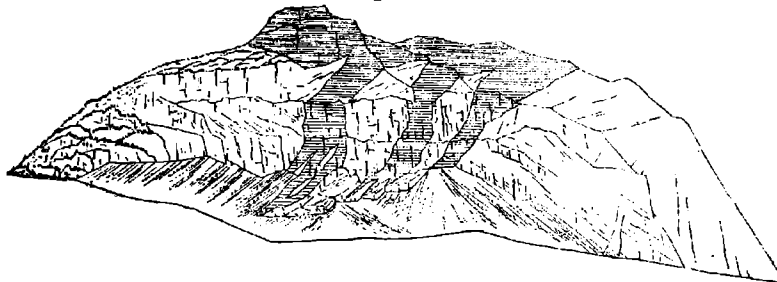
In der Thalsohle erreichen sie eine bedeutende Mächtigkeit und bilden schroffe Felswände mit ebenflächiger, dickbankiger Absonderung und steilen in WNW. durchstreichenden Klufflächen. Wo eine deutliche Bankung fehlt, orientiren die ausgezeichnete lamellare Textur und die häufige Einschaltung langgestreckter Quarzlinsen zwischen die feldspathreicheren Lagen sehr leicht über die Lagerung des Gesteines. An der Basis der lichten Bändergneisse tritt kurz vor der Umsetzung der Thallinie aus NO. in NNW. eine zweite Folge von veränderten Schiefergesteinen hervor, welche am besten in dem Felssporn entblöst sind, an dessen Fusse der nun gänzlich zerstörte Fahrweg kurz vor seinem Uebergang auf die linke Thalseite vorüberführte. Echte Thonschiefer sind in diesem zweiten, tiefer liegenden Complex selten, die

gebärteten kieselschieferartigen Contactgesteine überwiegen und erhalten in manchen Bänken durch den Wechsel von schwarzen, dunkelvioletten und grünen Lagen eine ähnliche gebänderte Farbenzeichnung wie die darüber liegenden helleren Bändergneisse.

Eine kleine Nothbrücke führt hier von der weiterhin unzugänglichen rechten Thalseite auf die linke über. Der felsige Vorsprung, an dem wir hier unser Profil wieder aufnehmen, besteht aus den beiden eben geschilderten Schichtabtheilungen, zu unterst aus den dunklen, gebärteten Schiefergesteinen, die hier in einzelnen Bänken durch Feldspath- und Glimmerausscheidungen gneissartigen Charakter annehmen, und ausserdem zahlreiche, der Schichtung parallel gestreckte Linsen und Platten von Quarz umschliessen, in denen häufig wohlausgebildete Krystalle von rothem Orthoklas eingebettet liegen, — höher oben aus den hellfärbigen, grünlich gebänderten und gestreiften lamellaren Gneissen. Die dünner geschichteten Bänke der dunklen umgewandelten Schiefergesteine sind nur noch an dem thalaufwärts folgenden Felsriegel, an welchem die Thallinie in eine rein nordsüdliche Richtung umspringt, in einem kleinen Aufschluss entblösst und keilen dann in den sie umhüllenden gneissartigen Gesteinen vollständig aus.

Ueber den dazwischen liegenden Wegabschnitt, der nahezu im Streichen dieses Schichtcomplexes verläuft, erheben sich zur Rechten in unzugänglichen Wänden die schroffen Felsabstürze der Pardeller Terrasse. Der Plateaurand selbst und die oberen Partien des Absturzes fallen noch in den Bereich der Diorite von Pardell, wie schon aus den oben gegebenen Daten über den Verlauf der Südgrenze dieses Gesteinszuges hervorgeht. Der untere Abschnitt der an einigen schmalen Felsbändern sich rasch abstufoenden Wände, besteht aus den soeben geschilderten lichten, plattigen Gneissen, die in flach liegenden Bänken (20—25°) in Südwest einfallen und quer auf ihre Streichungsrichtung von drei mächtigen Dioritapophysen durchbrochen werden, die sich als unmittelbare Dependenz der Dioritmase von Pardell darstellen. Mächtigkeiten- und Grenzverhältnisse dieser Gangzüge, die sich von dem hellfärbigen Gneisscomplex nicht so deutlich abheben, dass man sie schon vom Thalwege aus überblicken könnte, studirt man am besten längs der oberen Grenze der Schutthalden, die dem Fusse der Steilwände vorliegen. (Vergl. Fig. 3.)

Fig. 3.



Apophysen des Dioritzuges von Pardell an dem Terrassenabsturz gegen den Tinnebach. (Die Intrusivmassen sind durch enge Horizontalschraffen markirt.)

Die nördlichste dieser Apophysen (in Fig. 3 links) setzt als eine 20 Meter breite Gangmasse nahezu lothrecht durch die Felswand nieder; ihre Nordgrenze streicht in h. 3, die Südgrenze in h. 5. Sie umschliesst drei Gneisschollen von verlängert-elliptischem Umriss, von denen zwei an der Felswand selbst blossgelegt sind, die dritte in dem niederen Felsbuckel zu Tage tritt, in welchem die Dioritmasse thalwärts ausstreicht.

Die zweite, in h. 4 streichende Dioritapophyse entspringt an der Felswand in einer Breite von 26 Meter, spaltet sich aber schon im Bereiche der Schuttvorlage in mehrere, in ihren letzten Ausläufern kaum fussbreite Aeste, die als scharfbegrenzte Gesteinskeile mit deutlich durchgreifender Lagerung im Gneiss ausgehen. Stark verwitterte Brecciangesteine mit dioritischem Bindemittel begleiten in einer schmalen Zone den Südrand dieser Apophyse.

Der dritte Gangzug streicht in h. 7 durch einen von der Pardeller Terrasse herabziehenden Felsrunst durch. Er ist am Fusse des Absturzes in einer Breite von 4 Meter aufgeschlossen, taucht aber dann sofort unter den Gehängschutt hinab.

Das Gesteinsmaterial dieser Gangzüge stimmt vollkommen mit den augitführenden Quarzglimmerdioriten von Seeben-Pardell überein. Es ist durchaus körnig erstarrt. Wie an der Südgrenze der Quarzglimmerdiorite von Seeben, die durch ihren geradlinigen Verlauf, wie durch die sie begleitenden Contacterscheinungen deutlich genug als eine ursprüngliche Ganggrenze bezeichnet wird, fehlen auch hier die porphyrischen Strukturabänderungen, welche die Grenzregion des augitreicheren, glimmer- und quarzärmeren Eruptivgesteins von Verdings so sehr auszeichnen. Die von den Apophysen durchsetzten lamellaren Gneisse zeigen ebenso wie jene auf der Höhe des Seebenkammes substantielle Veränderungen, für deren Besprechung jedoch kein genügendes Material vorliegt.

An den Felsriegel, der sich nördlich von den eben besprochenen schroffwandigen Abstürzen in den Tinnebach vorschiebt, schliessen sich thalaufwärts felsige Entblössungen an, die noch der Gneissvorlage des Pardeller Dioritzuges angehören. Sie bestehen aus lamellaren, im Querbruch körnig-streifigen Gneissen, deren Färbung hauptsächlich durch den die Hauptmasse des Gesteins bildenden dunkelröthlichbraunen Orthoklas bestimmt wird. Auffallend ist auch hier der grosse Reichthum an der Schichtung parallel gestreckten Linsen und Platten von Quarz, in welchem häufig 1—2" lange, vollkommen ausgebildete Orthoklaskrystalle von hell-fleischrother Farbe eingebettet liegen. Mit den Gneissen wechseln quarzitisches Gesteinsbänke, die durch reichlich eingemengte tobackbraune Biotitschuppen ausgezeichnet sind. Der flachliegende, mit 15° in Südsüdwest einfallende Schichtcomplex erscheint durch ein Doppelsystem senkrecht stehender Klüftflächen gegliedert, deren eines der Streichungsrichtung der vorerwähnten Gangzüge (h. 3—5) entspricht, während das zweite eine in Nordordwest streichende, der Thalrichtung parallele Plattung bedingt. Der Thalweg ist hier vollständig zerstört und der Wildbach drängt sich so nahe an den Fuss des Gehänges heran, dass es, will man weiter thalaufwärts vordringen, nöthig wird, etwas höher an die steile Böschung

anzusteigen. Hier erreicht man sehr bald die in h. 5 über den Rücken des vorerwähnten Thalriegels herüberstreichende Südgrenze des Pardeller Dioritzuges, die senkrecht in den Tinnebach hinabsetzt. Wo sie den Thalweg erreicht, spaltet sich von der Hauptmasse des Diorits eine schmale Apophyse ab, die in der Thalsole selbst, am Südende einer kleinen, am rechten Bachufer liegenden Wiesenfläche gegenüber, in einer niedrigen Felswand gut entblösst ist. Sie steigt wie ein selbstständiger Gang mit verticalen Begrenzungsflächen durch die in Südsüdwest einfallenden, plattigen Gneisse empor. Das Gestein dieser Apophyse, deren Zusammenhang mit der Dioritmasse von Pardell durch Begehung direct nachzuweisen ist, stimmt vollkommen mit den feinkörnigen, quarzarmen, noritischen Gesteinstypen überein, die wir in der weiteren Verfolgung des Tinnebach-Profiles kennen lernen werden.

Thalaufrwärts ist der von hier ab wieder zugängliche Fahrweg zum grössten Theil von glacialen Schuttmassen überstürzt, aus denen nur hie und da die normalen Diorite von Pardell, augitführende Quarz-glimmerdiorite, zu Tage treten. Wo eine am Terrassenrande entspringende steile Felsschlucht in den Tinnebach ausmündet, erreicht man die Nordgrenze dieses Gesteinszuges, die wie schon oben bei der Besprechung des Durchschnittes Seeben-Verdings erörtert wurde, in ihrer ganzen Ausdehnung mit einer senkrecht in die Tiefe setzenden Verwerfungskluft zusammenfällt.

An dem der Tinneschlucht zugekehrten Plateaubabsturz, den man am besten von dem rechtsseitigen Thalgehänge aus überblickt, ist der Verlauf schon durch den Contrast der hellen, massigen Dioritwände einerseits, und der dunklen, wohlgeschichteten, gegen die Grenzkluft einfallenden Phyllit- und Gneissbänke andererseits sehr scharf markirt.

In der Thalsole selbst sind die Grenzverhältnisse nicht so klar. An den niedrigen, längs des Thalweges sich hinziehenden Felswänden nördlich von dem Durchgangspunkte der Dioritgrenze treten hier neuerdings Eruptivgesteine hervor, die sich schon in ihrem äusseren Habitus wesentlich von den hellfärbigen, deutlich körnigen Dioriten von Pardell unterscheiden. Feldspath und Augit bilden grössere, mehr oder weniger scharf umrandete Krystalldurchschnitte in einer dunklen, grünlich-grauen, gewöhnlich reichlich mit Eisenkies durchsprengten Grundmasse und geben dem Gestein jene schon makroskopisch hervortretende porphyrtartige Textur, die wir an den theils von aphanitischen Gesteinszonen umrandeten, theils für sich allein die Gangmasse bildenden Gesteinen der Dioritdurchbrüche im Süden des Verdingser Gangzuges (I und II in Fig. 2) beobachtet haben. Sie bilden in structureller Beziehung ein deutliches Uebergangsglied zwischen den rein körnigen und den mikroporphyrischen Augitgesteinen; ihrer mineralogischen Constitution nach schliessen sie sich durch den geringeren Quarzgehalt und das Ueberwiegen des augitischen Gemengtheiles über den Biotit enger an die Gesteine der Verdingser Masse an, als an die durchschnittlich quarzreicheren und augitärmeren Typen des Pardeller Zuges.

Zwischen diesen in ihrer Gesteinsausbildung so verschiedenen Eruptivmassen liegt eine beiderseits scharf begrenzte Gesteinsbank von 1-30 Meter Breite, die den Thalweg verquerend steil in Südwest einschiesst. Sie besteht zu oberst aus einer dünnen Platte von röthlich

gefärbtem, quarzreichen, undeutlich flaserigen Gneiss, an welche sich nach abwärts eine grobklastische, aus den verschiedensten Gesteinsfragmenten zusammengesetzte Breccie anschliesst, die dem porphyrtartig ausgebildeten Eruptivgestein ebenflächig aufgelagert zu sein scheint. Da die Breccienlage von ihrer unteren Grenze ab nach aufwärts immer feinkörniger wird und scheinbar allmählig in den Flasergneiss übergeht, mit dem die Bank nach oben abschliesst, so macht das Vorkommen zunächst den Eindruck einer zwischen zwei altersverschiedene Eruptivlagermassen eingeschalteten, breccienartig ausgebildeten Grenzschichte. Verfolgt man jedoch, in den mehrerwähnten Seitengraben eintretend, die Aufschlüsse weiter nach Ost, so ergibt sich, dass sich aus der ebenflächig begrenzten Breccieschicht eine bis zu 8 Meter Breite anschwellende Trümmerzone entwickelt, die mit allen Charakteren einer Reibungsbreccie entlang der Scheidungskluft zwischen dem Diorit von Pardell und den gegen die Grenze einfallenden Schichtgesteinen durchstreicht. Das dunkle, porphyrtartige Gestein dagegen keilt an dem zur Rechten aufsteigenden Gehänge schon nach kurzem Verlaufe im Phyllit-Gneiss-Verband aus. Seine Nordgrenze ist im Thale selbst an den längs des Weges hinlaufenden Wänden durch eine scharfe Kluft markirt, die vertical zur Thalsohle absteigend an einem flach in Süd einfallenden Complex von undeutlich geschichteten hellen, quarzreichen Gneissen abschneidet.

Wir haben hier somit zweifellos eine selbstständige Intrusivmasse vor uns, welche Schichtgesteine und Reibungsbreccien durchbrechend auf einer schmalen Gangspalte hart am Nordrande der Eruptivmasse von Pardell zu Tage getreten ist.

Unter den hellfärbigen, massigen Gneissen, welche diesen Dioritdurchbruch nördlich umranden, folgen thalaufwärts wohlgeschichtete, grünlich gebänderte, lamellare Gneisse, wie wir sie in dem tiefer liegenden Thalabschnitt kennen gelernt haben. Sie bilden, zum Theil mit Glacialschutt überdeckt, den Fuss der vom Fallerhof zum Tinnebach abdachenden Gehänge. Anfangs noch in Südwest einfallend, wölben sie sich bald zu einer flachen Antiklinale auf, an die sich thalaufwärts in einer breiten Zone ein in Nordost verflächender Phyllitcomplex anschliesst. Im Bereiche der weicheren Schichtgesteine treten an Stelle der schroffen Thalwände sanfter gebüschte Gehänge, an welche auf den Resten glacialer Schuttterrassen die letzten zu Pardell gehörigen Weinberge des Thalgebietes liegen. Eine weite Thalmulde mündet hier in den Tinnebach ein, die nordwärts durch einen vom Verdinger Gehänge auslaufenden Höhenrücken begrenzt wird, an dessen Fusse die Thallinie zweimal in scharfem Winkel umbiegt. An der ersten, thalabwärts liegenden Umbiegungsstelle, der Südspitze des in's Thal vortretenden Bergrückens liegt eine grobe Trümmerbreccie aus faust- bis kopfgrossen Fragmenten verschiedener Schiefer- und Gneiss-Varietäten, die durch dunklen, glimmerreichen Gesteinsdetritus cementirt erscheint. Sie ist längs des Weges in einer Breite von 5 Metern aufgeschlossen; thalabwärts verdecken Glacial- und Gehängschutt die Grenzverhältnisse, thalaufwärts schneidet sie längs einer in OW. durchstreichenden, vertical niedersetzenden Spaltenwand an flach in NO. einfallenden, quarzreichen Phylliten ab. Diese Spalte setzt durch die fel-



sige Abstufung unterhalb des Weges bis in die Thalsohle hinab und bildet hier die Nordgrenze einer Gangmasse, die in ostwestlicher Richtung die Thallinie verquerend deutlich bis an's jenseitige Ufer zu verfolgen ist, wo an einer niederen Felsstufe im Niveau des Tinnebaches auch die südliche Ganggrenze blossliegt. In diesem tieferen Abschnitt des Aufschlusses scheint das Eruptivgestein von echten Reibungsbrecien mit eruptivem Cement begleitet zu sein; die längs des Weges aufgeschlossene Breccie dagegen möchte ich, obwohl sie unmittelbar in die Gangkluft fällt, doch mit Rücksicht auf das Ueberwiegen gerundeter, geschiebeartig geformter Gesteinskörper und die reiche Entwicklung des klastischen Bindemittels als eine jüngere Spaltausfüllung betrachten. Der mit II bezeichnete Durchbruch (vgl. Fig. 2) im letzten Drittel des vom Fallerhof in den Tinnebach führenden Weges liegt in der unmittelbaren Fortsetzung des soeben besprochenen, in der Thalsohle in 20 Meter Breite aufgeschlossenen Gangzuges. Die Intrusivmasse besteht hier, wie an der erstgenannten Localität, aus einem stark zersetzten, quarzarmen Plagioklas-Augitgestein mit jener porphyrtigen Textur, die wir in typischer Entwicklung in der isolirten Gangmasse nördlich von dem Durchgangspunkte des Pardeller Dioritzuges durch den Tinnebach kennen gelernt haben. Dasselbe schliesst sich petrographisch unmittelbar an die Norite der Verdingser Gangmasse an.

Die flach in NO. geneigten Phyllite, welche sich thalaufwärts an die mit Trümmergesteinen erfüllte Gangspalte anschliessen, sind zum grössten Theile in dunkle, gehärtete, oft hornsteinartige, durch helle Quarzlamellen gebänderte Schiefergesteine umgewandelt, wie wir sie in dem Tinnebachdurchschnitt in der Umrandung der Eruptivmassen wiederholt beobachtet haben. Sie bilden nur den Fuss des Gehänges und zugleich die Basis eines durch seine rothbraune Verwitterungsfarbe und sein massiges Gefüge auffallenden Gneisscomplexes, der, in mächtige Bänke gegliedert, den Phyllit concordant überlagernd, in NO. einfällt. Das Gestein dieses Schichtcomplexes ist der Hauptmasse nach ein quarzreicher, grobflaseriger Muscovitgneiss mit porphyrtig eingewachsenen bis 5 Centimeter langen, hellfleischrothen Orthoklaskrystallen, der durch kurzflaserige Texturvarietäten in körnigstreifige oder lamellarplattige und dann gewöhnlich glimmerarme Gesteinstypen übergeht. Zur Rechten des Weges ragen diese Gneisse in einem schroff zerklüfteten Felsgipfel auf, der grosse Massen von scharfkantigem Blockschutt in's Thal hinsendet. Man hat somit im Thale selbst Gelegenheit, die verschiedenen Ausbildungsformen dieses in Zusammensetzung und Structur rasch wechselnden Gesteines, auf welches sich wohl hauptsächlich die in der Literatur über Klausen so oft erwähnten Bezeichnungen: Feldstein und Feldsteinporphyr beziehen, näher kennen zu lernen.

Steigt man zu den felsigen Entblössungen an dem oberen Rande dieser Schuttmassen empor, so beobachtet man Folgendes: An die höchste Erhebung des schroffen Felskammes schliesst sich thalaufwärts eine Einsattlung, in welcher ein 2·5 Meter breiter Gang eines basalt-schwarzen, dichten Gesteins aufsetzt, das scharf an dem flachgelagerten dickbankigen Gneiss abschneidet. Die in W20N—O20S durchstreichende Spaltenwand ist an einer Stelle vollständig blossgelegt; sie verflächt mit etwa 60° Neigung in SSW. und bedingt eine ebenflächige, dünnplattige

Absonderung innerhalb der Gangmasse. Das Gestein, in dem man sofort die mikroporphyrischen Grenzaphanite der Verdingser Intrusivmassen wiedererkennt, ist auf den Klufflächen mit eigenthümlichen, dunkelölgrünen, fettglänzenden Verwitterungsrinden bekleidet. Das Liegende dieser Zone bildet ein feinkörniges graues Gestein, das noch von denselben Kluffrichtungen beherrscht wird, dann folgen gewöhnliche Diorite von mittlerem Korn mit unregelmässig polyedrischer Klüftung, die einen in's Thal vorspringenden, ringsum steil begrenzten Felsriegel bilden, an dessen Fusse der nun durch den Wildbach gänzlich zerstörte Thalweg auf einem künstlichen Damme vorüberführte. Der thalaufwärts gekehrte Absturz des Felsriegels schneidet diese in W20N. durchstreichenden Gesteinszonen unter einem sehr spitzen Winkel an, gibt somit kein richtiges Bild von deren Mächtigkeitsverhältnissen.

Auf die feinkörnigen und aphanitischen Gesteinsabänderungen folgt hier gegen das Verdingser Gehänge hin eine etwa 4 Meter breite Zone grobklastischer Trümmergesteine und feinkörniger Breccien mit dioritischem Cement, die sich auf eine grössere Erstreckung hin verfolgen lassen dürften, da sie auch in den Schuttmassen unterhalb des Thalriegels in beträchtlichen Mengen auftreten. Die durch ihren rothen Orthoklas kenntlichen Gneisse nehmen an der Zusammensetzung dieser Breccie den wichtigsten Antheil. Sie ist übrigens gewöhnlich durch Verwitterung so stark verändert, dass eine nähere Analyse der Bestandtheile oder des Bindemittels kaum möglich sein dürfte.

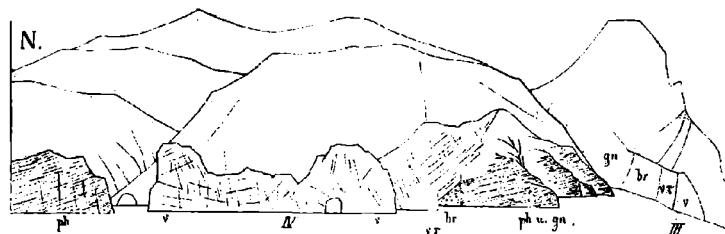
Wir haben hier den Aussenrand einer Gangmasse vor uns, welcher die Beziehungen zwischen den aphanitischen resp. mikroporphyrischen und den körnigen Gesteinstypen noch klarer erläutert, als die in den Randgebieten der Verdingser Gesteinszüge zu beobachtenden Erscheinungen; denn es kann wohl nach den hier mitgetheilten Daten kaum mehr einem Zweifel unterliegen, dass die in ihrem Habitus von den körnigen Gesteinen so weit abweichenden dunklen melaphyrähnlichen Aphanite nur eine durch die Nähe der Spaltenwand, also durch beschleunigte Abkühlungsvorgänge bedingte Erstarrungsmodification der ersteren darstellen. Die Beschränkung des porphyrisch ausgebildeten Gesteinstypus auf eine schmale, der Spaltenwand parallele Zone, und das Auftreten einer den körnigen und porphyrischen Gesteinsabänderungen gemeinsamen, von der Begrenzungsfläche des Ganges abhängigen Abkühlungsklüftung sind Erscheinungen, die sich nur sehr gezwungen einem anderen Erklärungsversuche unterordnen lassen dürften.

Der mikroskopischen Detailuntersuchung zufolge sind die Gesteine dieser Gangmasse, die in der topographischen Skizze Fig. 2 als Fortsetzung des mit III bezeichneten Spaltenzuges dargestellt wurden, quarzarmer Plagioklasgesteine mit rhombischem Augit, die sich direct an die skandinavischen Norite anschliessen. Die Gesteine der porphyrisch ausgebildeten Randzone, die das Material zu der p. 649 gegebenen Analyse geliefert haben, würden dann als Noritporphyrite zu bezeichnen sein, die zu den Noriten in derselben Beziehung stehen, wie die Diabasporphyrite zu den körnigen Diabasen.

Auf eine schmale Zone von flach gelagerten, in NO. fallenden Phylliten und Gneissen folgt thalaufwärts der nördlichste, den Tinne-

bach verquerende Gangzug, der sich als unmittelbare Fortsetzung der Verdinger Gangmasse darstellt. (Vergl. die folgende Skizze Fig. 4.)

Fig. 4.



*ph* = Phyllit. *gn* = Gneiss. *br* = Grenzbreccie. *v* = Norit. *vr* = Noritporphyr.  
Aufschlüsse in den Verdinger Noritgängen III und IV am linken Ufer des Tinne-  
baches.

Den von Reibungsbreccien begleiteten Südrand der Gangmasse bilden die mehrfach beschriebenen dunklen Noritporphyrite. An diese schliessen sich, in nackten Felswänden an den Weg herantretend, feinkörnig-krystallinische Gesteine mit dünnpaltiger Parallelklüftung, der Typus des im petrographischen Theil (p. 647) eingehender besprochenen feinkörnigen Enstatit-Norit's.<sup>1)</sup> Sie gehen allmählig in scharfkantig-polyedrisch zerklüftete Gesteine von größerem Korn über, welche in helleren, durch Zersetzungs Vorgänge gebleichten Abänderungen die Wände zu beiden Seiten einer in den Fels eingesprengten Grotte mit einem Christusbilde zusammensetzen.

Auf diese den mittleren Abschnitt der Gangmasse bildenden Gesteine folgen dann nordwärts abermals die dunkleren, der Verwitterung besser widerstehenden feinkörnigen Texturabänderungen, mit denen die felsigen Entblössungen nach Nord hin abschliessen. Die Ganggrenze, die durch eine grasige Einsenkung, an deren Fuss eine künstlich gefasste Quelle liegt, hindurchstreicht, ist im Thale nirgends entblösst. Sie erscheint erst weiter in Ost, an dem von der Umbiegungsstelle des Verdinger Fahrweges abzweigenden Fusspfade, deutlich aufgeschlossen, unter Verhältnissen, die schon an anderer Stelle (p. 603) näher besprochen wurden. Auf die feinkörnigen Gesteinstypen folgt dort nach Aussen noch eine Randzone derselben schwarzen Aphanite, die wir hier im Thale an der Südgrenze der Gangmasse beobachtet haben. Durch Einbeziehung dieser Randzone in das Thalprofil würde die Symmetrie in der Anordnung der südlich und nördlich von der Gangmitte auftretenden Structurabänderungen eine vollkommene werden.

### 3. Die Aufschlüsse in der Wolfsgrube.

Um die westliche Fortsetzung der Diorite von Pardell und jene der Verdinger Gangzüge über die Thallinie des Tinnebaches hinaus kartographisch darzustellen, waren mühsame Begehungen des felsigen,

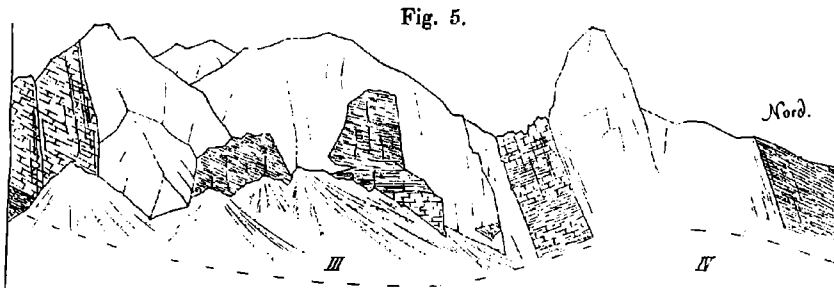
<sup>1)</sup> Die auf Seite 647 mitgetheilte Analyse bezieht sich auf den feinkörnigen Gesteinstypus dieses Gangabschnittes.

schwer zugänglichen Terrains zur Rechten des Thaleinschnittes notwendig, auf deren Detail hier nicht näher eingegangen werden soll. Im Allgemeinen ergaben sich hiebei für die Verbreitung dieser Dioritzüge in westlicher Richtung die folgenden Daten.

Die Nordgrenze der in der Fortsetzung des Pardeller Zuges liegenden Eruptivmasse fällt mit einem vom Pfundererberg abdachenden steilen Felsrunst zusammen, der auf den Katastralkarten den Namen „Wolfgrube“ führt. Die beiderseits von schroffwandigen Abstürzen begrenzte Schlucht besteht, vom Tinnebach aus gesehen, zur Linken aus Diorit, dem augitführenden Quarzglimmerdiorit von Pardell, zur Rechten aus demselben wechselreichen Complex von Phylliten und Gneissen, den wir an der Ostseite des Hauptthales kennen gelernt haben. Die Grenze zwischen Eruptiv- und Schichtgestein setzt ebenso, wie am Nordrande des Pardeller Dioritzuges, vertical in die Tiefe; sie ist zwischen der Thalsole des Tinnebaches und dem oberen Rande der die Wolfgrube umrahmenden Felsabstürze in einem Höhenabstande von mehreren Hundert Metern aufgeschlossen. Dass diese Dioritgrenze mit demselben tektonischen Charakter bis in das Vildarthal hinüber fortsetzt, werden die später folgenden Mittheilungen über die Aufschlüsse des Pfundererberges darthun.

Die beiden nördlicheren Gangzüge (III. und IV. der Skizze auf p. 602) lassen sich in westlicher Richtung nur mehr auf eine Längserstreckung von ungefähr 900 Metern verfolgen. Sie keilen westlich von dem Meridiane des Bomboierhofes in Phylliten und den mit denselben wechsellagernden, im Pfundererbergbau-Revier als Feldstein bezeichneten Muscovit-Gneissen aus. Die in ihrer Streichungsrichtung liegenden tiefsten Stollenstrecken in der Rothlahn, am NW.-Gehänge des Pfundererberges, bewegen sich durchwegs nur in der vorgenannten Schichtgesteinsreihe; Diorite wurden nirgends angefahren. Es ist das ein Grund mehr, die an dem steilen Waldgehänge oberhalb des Bomboierhofes entblösten westlichsten Dioritvorkommnisse direct auf das Ausgehende der Verdingerer Spaltenzüge zu beziehen.

Die noritischen Eruptivgesteine dieser Gangzüge treten uns auch hier mit allen Charakteren echter Intrusivmassen entgegen. Besonders instructiv sind in dieser Beziehung die felsigen Entblössungen, die sich vom Ausgange der Wolfgrubenschlucht zu dem sogenannten „langen Kofl“, einer durch ihre kühnen Formen auffallenden Felspyramide auf der rechten Seite des Tinnebaches, hinziehen. Die folgende Skizze gibt



Die Noritdurchbrüche nördlich von der Wolfgrubenschlucht.

ein beiläufiges Bild dieses die Gangmasse III. und IV. in nordsüdlicher Richtung verquerenden Aufschlusses.

In der Tiefe der mit einem mächtigen Schuttkegel in's Hauptthal ausmündenden Wolfsgrubenschlucht stehen dunkle in grünliche und bläuliche Farbennuancen spielende gehärtete Quarzphyllite an, die von der Grenzkluft der Dioritmasse Pardell-Pfundererberg mit 25° in NO. abfallen. Sie bilden einen gegen den Tinnebach vortretenden Rücken, an dessen Fusse ein schmaler Ziegensteig in eine zweite, der Wolfsgrube annähernd parallele Seitenschlucht hinüberführt. Jenseits dieses Rückens tritt der felsige Steilrand weiter an das Gehänge zurück und sendet eine Reihe in einander fließender Schuttkegel in's Thal hinab, die eine reiche Auswahl verschiedener Gneiss- und Schiefervarietäten, sowie der Norite und ihrer Contactproducte geben. Steigt man über die erste dieser Trümmerhalden bis an den Fuss der Wände empor, so überzeugt man sich zunächst, dass auch hier, ebenso wie an der gegenüberliegenden Thalseite über den dünn geschichteten, dunklen, durch Quarzlamellen gebänderten Phylliten dickbankige, glimmerarme Gneisse mit rothem Orthoklas, die lamellar-plattigen Varietäten der sogenannten Feldsteine, folgen, die in vollkommener Concordanz mit den Quarzphylliten flach in NO. einfallen. Durch diesen pralle Wände bildenden Gneisscomplex setzt vertical aufsteigend die südliche Grenze der mit III bezeichneten Gangmasse hindurch. Der unter dem Einfluss vorgeschrittener Zersetzungserscheinungen röthlich gefärbte Norit zeigt der Grenze zunächst jene eigenthümliche, durch das Hervortreten einzelner grösserer Krystalldurchschnitte aus dem gleichmässig körnigen Grundgemenge charakterisirte Texturabänderung, die wir an dem Verdingser Gehänge wiederholt beobachtet haben; der Uebergang in gleichmässig körnige Gesteine vollzieht sich ganz unmerklich, eine scharf abgegrenzte Randzone porphyrisch erstarrten Magma's fehlt.

Umgeht man den felsigen Vorsprung, mit dem die Norite nahe ihrer südlichen Grenze in's Hauptthal vortreten, und steigt jenseits desselben neuerdings über losen Schutt bis an den Fuss der Felswände empor, so steht man plötzlich vor einer Scholle wohlgeschichteten, dunklen, gehärteten Quarzphyllits, die beiderseits mit steil aufsteigenden, der Ganggrenze parallelen Kluftflächen gegen den Norit abschneidet. Nach oben ist sie vollständig vom Eruptivgestein umschlossen, das mit unregelmässig zackigem Rand in die Phyllite eingreift; der untere Rand des Aufschlusses wird von den vorgelagerten Schuttmassen verhüllt.

Wenige Schritte weiter hebt sich eine zweite gutgeschichtete Phyllitpartie aus dem massigen Eruptivgestein heraus, die an den Wänden in ebenflächigem Aufschlusse blossliegt, zugleich aber in einem niedrigen, flachen Felsbuckel in's Thal absteigt. Die seitlichen Begrenzungslinien dieser zweiten Phyllitscholle sind gleichfalls scharf und bei geradlinigem Verlaufe nach oben convergirend, die obere Umrandung ist vom Fusse der Felswände aus nicht mehr deutlich sichtbar. Wo der thalabwärts vortretende Buckel an die Wand anschliesst, schiebt sich eine etwa fussbreite Noritapophyse zwischen die Phyllitblätter ein.

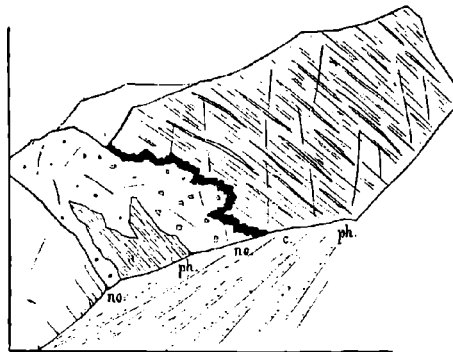
Die an den Wänden entblösten Phyllitpartien zeigen in beiden Fällen übereinstimmend nordöstliches Verflachen. In dem gegen das

Thal vortretenden Rücken der zweiten Scholle ändert sich die Verflächungsrichtung. Unter den dünn-schichtigen dunklen Phylliten liegen hier hellere, dickbankige Gneisse, die offenbar in Folge localer Störung gegen den Thalgrund überhängen.

Nördlich von diesen Gneissbänken schiebt sich noch einmal eine schroffere Felskante in die Schutthalden vor, die ein kleineres, von Norit vollständig umschlossenes Phyllitfragment mit nordöstlich verflächenden Blättern blosslegt. An der Grenze der von zahlreichen parallelen Quarzlamellen durchzogenen Phyllitscholle und des Eruptivgesteins läuft eine nur wenige Zoll breite, wellige Contactzone hin, welche sich durch dunkle Färbung und dichtes Gefüge scharf von dem dunkelblättrigen Quarzphyllit abhebt. Büscheligstrahlige Aggregate von schwarzem Turmalin durchschwärmen diese dem Norit sich innig anschmiegende Grenzzone.

Die folgende Skizze stellt einen kleinen Ausschnitt aus dieser Contactregion dar.

Fig. 6.



no = Norit. ph = Phyllit.  
c = Turmalinführende Contactzone.

Ausschnitt aus der Contactregion des Noritganges III nördlich von der Wolfsgrubenschlucht.

frischer Krystalldurchschnitte sehr deutlich aus dem stark verwitterten, durch Eisenoxydinfiltation röthlich gefärbten Noriten herausheben. Der Umstand, dass die Bildung epidotischer und kaolinischer Zersetzungsproducte aus dem stark veränderten Norit nirgends in die Concretionen übergreift, lässt schon darauf schliessen, dass wir es hier mit einer fremdartigen Mineralcombination zu thun haben. Der mikroskopischen Untersuchung zufolge, über welche in einem späteren Abschnitte ausführlichere Daten beigebracht werden sollen, bestehen diese Concretionen der Hauptmasse nach aus Andalusit, Korund, einem farblosen Mineral, das mit ciniger Wahrscheinlichkeit als Orthoklas gedeutet werden konnte, Biotit und Granat. <sup>1)</sup>

<sup>1)</sup> Granat erscheint in den Contactbildungen des Klausener Eruptivgebietes stets als ein Gemengtheil von untergeordneter Bedeutung. Schon Pichler citirt ihn als mineralogisches Vorkommen im Diorit des Tinnebachs, aber ohne nähere Localitätsangabe (Neues Jahrb. f. Mineral. 1880, pag. 172).

Unterhalb der dunklen Randzone sieht man noch eine zweite Phyllitpartie mit zackiger Begrenzung in den Norit eingreifen, in deren Umfang jedoch keinerlei Umwandlungsercheinungen stattgefunden haben. In gleicher Weise unverändert erscheinen die zahlreichen, kleineren in das Noritmagma eingebetteten Phyllit- und Feldsteinfragmente.

Neben diesen echten Einschlüssen beobachtet man noch vereinzelte, rundliche, aber stets scharf abgegrenzte concretionäre Partien von 1—2 Centimeter Durchmesser, die sich durch dunkle, in's Bläuliche spielende Färbung und spiegelnde Flächen

Es sind also ebenso wie die Vorkommnisse vom Seebenkamm vorwiegend Aggregate von Contactmineralien, die wir nicht als Einschlüsse im gewöhnlichen Sinne — als an Ort und Stelle ihrer Einbettung innerhalb des Magma's metamorphosirte Gesteinspartikeln — betrachten möchten, sondern vielmehr als locale Concentrationen der während der Eruptionsvorgänge entstandenen und in Lösungen transportirten stofflichen Neubildungen. Dass man hier auch nicht an jüngere Infiltrationen in festes Gestein, sondern wirklich an Ausscheidungen aus einem in der Differenzirung begriffenen Magma zu denken hat, zeigen gewisse Gesteinsproben, die aus demselben Gange, an dem oberen Rande der Felsabstürze, an deren Fuss die hier geschilderten Aufschlüsse liegen, gesammelt wurden.<sup>1)</sup> Hier treten in normal entwickelten Hypersthen-Norit in der Grenze gegen den mehrerwähnten Muscovitgneiss, schon im Handstücke deutlich sichtbar, dunkle Schlieren auf, welche, wie die mikroskopische Untersuchung gezeigt hat, aus Anhäufungen kleiner Pleonastkryställchen bestehen, die so innig mit dem Gesteinsmagma verwoben sind, dass eine andere, als die oben gegebene Deutung vollkommen ausgeschlossen erscheint. Die Pleonastkörner durchziehen, zu grösseren zusammenhängenden, gestreckt lenticularen Massen angeordnet, mit deutlichen Fluctuationswellen das noritische Magma und sind ausserdem, entweder einzeln oder zu kleinen Gruppen vereinigt, in die Feldspäthe des Norits eingewachsen. Analoge Erscheinungen sind noch an anderen Stellen des Eruptivgebietes, in schönster Entwicklung aber in den Noriten längs des vom Oberhofer (oberhalb der Ruine Garnstein) in den Rothbach führenden Waldweges zu beobachten. Die aus diesem Vorkommen über die Pleonastbildung zu abstrahirenden Folgerungen sind aber wohl, so weit sie sich auf die allgemeinen räumlichen und zeitlichen Momente der genetischen Prozesse beziehen, auch auf die übrigen damit vergesellschafteten Contactmineralien, Korund, Andalusit etc. anzuwenden, umso mehr, als sich Spinell in den meisten derselben als Einschluss nachweisen lässt.

In kurzer Entfernung von dem zuletzt besprochenen Contact zwischen Norit und Quarzphyllit setzt die Nordgrenze des mit III bezeichneten Ganges nieder. Das Eruptivgestein zeigt hier ebenso wie an der Südgrenze eine Neigung zu porphyrischer Ausscheidung einzelner Gemengtheile. Die Hauptmasse des Gesteins befindet sich jedoch in vorgeschrittenen Verwitterungsstadien, die schliesslich zur Bildung rothbrauner bis chocoladefarbener Wacken führen, welche mit ihren von Kalkspath, Epidot und anderen secundären Mineralbildungen erfüllten Hohlräumen lebhaft an zersetzte Diabasmandelsteine erinnern.<sup>2)</sup> Die Nordgrenze des Ganges fällt mit einer ostwestlich streichenden Steilwand zusammen,

<sup>1)</sup> Die hier berührte Localität ist nur vom Pfunderer Berggehänge aus zugänglich. Von dem Waldwege, der von Ums zum unteren Berghaus in der Rothlahn führt, zweigt nördlich von dem Ursprunge der Wolfgrube ein Fusspfad ab, auf welchem man steil in den Wald absteigend an die Kante der in die Wolfgrubenschlucht abstürzenden Wände gelangen kann. An dieser Felskante erreicht man in 400 Meter Abstand (horizontal) von dem Ursprunge der Thalschlucht, die Südgrenze des Noritganges III, von der die vorerwähnten Gesteinsproben stammen.

<sup>2)</sup> Pichler erwähnte bereits derartige Vorkommnisse „als mandelsteinartige Ausbildung des Diorits mit Kalkspath in den Hohlräumen“ im Neuen Jahrb. f. Miner. 1880, pag. 172.

welche die südliche Wallmauer der schon früher erwähnten der Wolfsgrube parallelen Seitenschlucht bildet. Der die Schlucht nördlich flankierende „lange Kofl“ fällt schon in die westliche Fortsetzung des mit IV bezeichneten Noritganges, — der sogenannten Verdingser Gangmasse. Ein äusserst feinkörniger, kurzklüftiger, durch dunkle, fettglänzende Verwitterungsrinden ausgezeichneter Enstatit-Norit bildet die nach Süd gewendeten Abstürze dieser Felspyramide. Auch die niedrigeren, aber noch immer in jähem Absturze zum Tinnebach abfallenden Felspartien, die sich nördlich an den langen Kofl anschliessen, bestehen noch aus Norit. Die Nordgrenze der in ansehnlicher Mächtigkeit aufgeschlossenen Gangmasse streicht erst durch die der Grotte mit dem Christusbilde am linken Bachufer gegenüberliegenden Wände hindurch. Sie erscheint als eine durch einen Wasserriss markirte, steil in die Tiefe setzende Kluft, von welcher die thalaufwärts folgenden Phyllite mit flacher Neigung in NO. abfallen. Der zwischen den Gangmassen III und IV liegende Felsrunst, durch welchen man über einen waldigen Einschnitt zum Bomboierhof gelangt, entblösst eine flach gelagerte, petrographisch rasch wechselnde Schichtfolge von Phylliten und feldspathführenden Schichtgesteinen, die in wohlgeschichteten Bänken im SW. einfallen. Der Noritgang des langen Kofls setzt also mitten durch den Scheitel einer flachen Antiklinale hindurch, an welche sich südlich eine vom Pardeller Dioritzug abgeschnittene Synklinale anschliesst. Eine scharfmarkirte, steile Cleavage setzt den Randklüften der Intrusivmassen parallel durch diesen flachwelligen Schichtcomplex hindurch. Am Südrande der Gangmasse III und in dem Felsrunst zwischen dieser und dem langen Kofl ist diese Verticalklüftung besonders schön aufgeschlossen. Sie gelangt aber auch in der Begrenzung der innerhalb des Noritganges III auftauchenden Phyllitschollen deutlich zum Ausdrucke. Dieser Umstand scheint mir im Zusammenhalt mit der regelmässigen, in's Gesamtprofil sich ruhig einfügenden Schichtung dieser Schollen dafür zu sprechen, dass man es hier nicht mit verstürzten oder vom Eruptivmagma aus der Tiefe emporgetragenen Gebirgsfragmenten zu thun hat, sondern mit den in ihrer ursprünglichen Position befindlichen Pfeilern einer breiten unregelmässig gestalteten Zerklüftungszone, auf welcher die Intrusivmasse zum Durchbruch gelangte. Der innigere, zu grösserer räumlicher Entwicklung gelangende Contact zwischen Eruptivmagma und Schichtgestein und die complicirteren der Circulation von Gasen, Dämpfen und wässerigen Lösungen sich eröffnenden Bahnen waren zugleich Veranlassung zu einem reichlicheren Absatz von Mineralneubildungen.

#### 4. Die Eruptivmasse des Pfundererberges als westliche Fortsetzung der Diorite von Pardell.

Die felsigen Aufschlüsse auf der rechten Seite des Tinnebachausganges bestehen, wie aus den im vorhergehenden Abschnitte gegebenen Darstellungen hervorgeht, durchwegs aus geschichteten Gesteinen, einem in Süd verflächenden Complex von Gneissen, Phylliten und dunklen gehärteten Schiefnern, deren Continuität in der Thalsole selbst nirgends



durch jüngere Intrusivmassen unterbrochen erscheint. Die Diorite von Seeben schneiden an der Thallinie des Tinnebaches ab, ohne auf dessen rechtes Ufer überzutreten. Auch dem Diorit von Pardell und seinen bis in die Thalsohle niedersetzenden Apophysen stehen auf dem rechten Tinnebachufer in einer ununterbrochenen Reihe von Aufschlüssen geschichtete Gesteine gegenüber, und zwar vorwiegend lamellare Glimmerquarzite im Wechsel mit hellfärbigen plattigen Gneissen, wie sie am linken Ufer im Hangenden der Eruptivmasse auftreten.

Folgt man jedoch dem Fusswege, der den Felsabstürzen von Seeben gegenüber an dem westlichen Thalgehänge emporführt, so gelangt man an dem oberen Rande einer mit glacialen Schuttmassen bedeckten, flacher geböschten Gehängstufe, an deren Fusse das Bauerngut Muttler liegt, in anstehenden Diorit. Die Aufschlussgrenze liegt ungefähr in gleichem Niveau mit dem Seebengipfel, also in bedeutender Höhe über der Thalsohle. Mehrere Fusswege führen von hier in nordöstlicher Richtung thaleinwärts. Die unteren verlaufen fast durchaus in Glacial-schutt, der in ansehnlichen, von steilen Gräben durchrisenen Massen die im Uebrigen aufschlosslosen Gehänge bedeckt.<sup>1)</sup> Der oberste, ein schmaler Ziegensteig, führt theils durch anstehenden Diorit, theils durch Halden scharfkantigen Dioritschuttes, die an felsigen Entblössungen oberhalb des Weges entspringen, bis an den südlichen Steilrand der wilden Felschlucht, welche in der beiliegenden Kartenskizze die Bezeichnung Wolfgrube führt. Wir stehen hier an dem Nordrande dieses Dioritcomplexes, an einer senkrecht in die Tiefe gehenden Verwerfungskluft, die der genannten Seitenschlucht des Tinnebaches entlang in W. 20 N. durchstreichend die unmittelbare Fortsetzung der Dislocationslinie am Nordrande der Pardeller Masse darstellt.

In entgegengesetzter Richtung lassen sich die Dioritaufschlüsse im Streichen des Gehänges ohne Unterbrechung bis an den Thaleinriss verfolgen, der an dem Nordrande der Terrasse von Johannser in den Tinnebach absteigt. Hier ist die Südgrenze dieser Dioritmasse aufgeschlossen, die mit ungefähr 40° Neigung unter einen etwas flacher gelagerten (30°) in SSW. geneigten Complex von dunklen Phylliten hinabtaucht.

Die Diorite treten hier in schroffen Felspartien aus dem bewaldeten Gehänge heraus, die gegen den Tinnebach in niederen Steilwänden abbrechen. Am Fusse dieser Abstürze treten in den steilen Gräben abermals Phyllite zu Tage, welche ebenso wie die Schichtgesteine im Hangenden des Diorits in SW. verfläichen, also nach Art eines abgesunkenen Fragmentes der Hangendschichten quer auf ihr Streichen an dem Diorit abschneiden.

Aus diesen Daten geht zunächst hervor, dass die von Johannser zur Wolfgrube ziehende Aufschlusslinie dem Querschnitt einer einheit-

---

<sup>1)</sup> Das Glacialdiluvium ist hier in sehr günstiger Weise aufgeschlossen. Der durch glimmerig-saandiges Bindemittel gefestigte Blockschutt bricht in senkrechten Wänden und zeigt auch wohl hie und da in roher Anlage die unter der Bezeichnung „Erdpyramiden“ bekannten Erosionsformen. Grosse Rollblöcke von Quarzporphyr und Brixener Granit, (bis zu 2 Cubikmeter Inhalt) orientiren hier, wie überhaupt in dem Gebiete von Klausen, sehr leicht über den Charakter der Ablagerungen.

lichen, <sup>1)</sup> an dieser Gehängstufe in einer Breite von ungefähr 700 Metern blossgelegten Eruptivmasse entspricht, die thalaufwärts an einer verticalen Dislocationskluft abschneidet, thalabwärts dagegen einer in Süd abdachenden Begrenzungsfläche entlang von einem in derselben Richtung geneigten, etwas flacher gelagerten Complex geschichteter Gesteine bedeckt wird.

Die Nordgrenze dieser Dioritmasse setzt mit unverändertem Streichen in W. 20 N. über die Höhe des Pfundererberges in's Vildarthal hinüber, dessen Sohle sie oberhalb der Einmündung des Weissbachl's in 950 Meter Seehöhe verquert. Die Südgrenze dagegen nähert sich in dem Masse, als man an dem Gehänge ansteigt, stetig dieser von den Reliefverhältnissen unabhängigen nördlichen Begrenzungslinie, so zwar, dass die Dioritaufschlüsse an dem Gehänge aufwärts mehr und mehr an Mächtigkeit abnehmen. (Vergl. die kartographische Darstellung auf Taf. XV.) An dem Durchgangspunkt des den Diorit verquerenden Fahrweges, der vom Villanderergehänge zu den Stollenhalden an der Nordostabdachung des Pfundererberges hinüberführt (1100 Meter Seehöhe), lassen sich die Aufschlüsse in dem Eruptivgestein nur mehr in einer Breite von ungefähr 120 Metern verfolgen; im Niveau des Gehöftes Siglganger und der höchstgelegenen Aufschlüsse des Pfunderer-Erzreviers (Neuschurf und Fundgrube, 1400 Meter) erscheinen sie auf beiläufig 60 Metern reducirt. Weiter in West, wo der Dioritzug auf das in's Vildarthal abfallende Steilgehänge des Pfundererberges übertritt, gewinnen die Aufschlüsse in dem Eruptivgestein wieder rasch an Terrain. Die südliche Begrenzungslinie biegt hier in's Streichen des Vildarthalgehanges um und erreicht erst im Meridian der Pfreinalpe zwischen den Höhengcoten 1400 und 1500 Metern die Thalsohle.

An der dem Vildarthal zugekehrten Abdachung des Pfundererberges herrschen also in Bezug auf die räumliche Ausdehnung der Dioritentblösungen dieselben Verhältnisse, wie an dem Umser Gehänge. Die Aufschlüsse in der Dioritmasse, welche entsprechend dem Neigungswinkel der in Süd abfallenden südlichen Begrenzungsfläche nach der Tiefe hin rasch an Mächtigkeit zunimmt, gewinnen an den beiderseitigen Gehängabdachungen in demselben Verhältnisse an Ausdehnung, in welchem sich die Wirkungen der Erosion an dem südlich vorgelagerten Schiefermantel geltend machen. Zugleich ergibt sich aus diesen Daten, dass Form- und Begrenzungsverhältnisse der Eruptivmasse für die gesammte Ausdehnung des den Pfundererberg durchsetzenden Dioritzuges dieselben bleiben und vollkommen dem Bilde entsprechen, welches die von Johanner zur Wolfsgrube führende Aufschlusslinie darbietet.

Eine weitere Bestätigung geben hiefür die Grubenaufschlüsse des Pfunderer-Bergbaues. Schon Meier macht in seiner Eingangs citirten Schrift darauf aufmerksam, dass die Eruptivmasse „in den oberen Teufen, auf dem Lorenzistollen und darüber in viel geringerer Mächtigkeit auftrate, als in den tiefer gelegenen Abbaufeldern.“

<sup>1)</sup> Die in einem ersten vorläufigen Berichte (Verh. d. geol. Reichsanst. 1880, pag. 261) gegebene Darstellung, der zufolge sich die Diorite von Ums gegen den Tinnebach hinab in zwei Acste spalten, von denen der nördliche dem Dioritzug von Pardell, der südliche jenem von Seeben entsprechen würde, hat sich bei einer späteren, sorgfältigeren Begehung dieser Aufschlüsse als unrichtig erwiesen.

Am besten sind diese Verhältnisse in den als Querprofile durch die Eruptivmasse zu betrachtenden Aufrissen dargestellt, welche Pošepný seiner Grubenbeschreibung beigegeben hat (Archiv f. prakt. Geologie, I. Band, Taf. X, Fig. 2 und 3). Die höchstgelegene, heute noch zugängliche Grubenstrecke, der Lorenzistollen (1353 Meter Seehöhe) verquert diesen Darstellungen zufolge den Diorit in einer Ausdehnung von 140 Metern.

In dem um 150 Meter tiefer liegenden Mathiasstollen beträgt die Länge der auf den Diorit entfallenden Grubenstrecke schon nahe an 400 Metern. Die in noch grösserer Tiefe angeschlagenen Stollen erreichen die Hangendgrenze des Eruptivgesteins überhaupt nicht mehr. Da hiebei die den Nordrand der Dioritmasse bezeichnenden Grenzpunkte bis zur tiefsten mehr als 400 Meter unter dem Lorenzistollen liegenden Grubenstrecke hinab sämtlich in eine Verticalebene fallen, so ist die Mächtigkeitzunahme auch hier auf die Stellung der südlichen Grenzfläche zurückzuführen, und es ergibt sich somit für die Eruptivmasse im mittleren Abschnitt des Pfundererberges derselbe Querschnitt, den die Aufschlüsse an dem Gehänge von Ums darbieten.

Es erübrigt uns hier noch, die Beziehungen zu erörtern, welche zwischen diesen Dioriten und jenen von Seeben und Pardell bestehen. Nur mit den letzteren treten die Diorite des Pfundererberges in unmittelbare Verbindung. Die Nordgrenze des Pardeller Zuges und jene der Pfunderer-Eruptivmasse sind nur Abschnitte einer und derselben Dislocationslinie, die wir aus dem Eisackthal in den Tinnebach und von hier der Wolfsgrubenschlucht entlang über den Pfundererberg bis in's Vildarthal verfolgt haben. Dagegen correspondirt die Südgrenze der Diorite von Pardell nicht mehr unmittelbar mit der südlichen Begrenzungslinie des in viel grösserer Mächtigkeit aufgeschlossenen Dioritcomplexes an dem Umser Gehänge. Die Diorite des Pfundererberges erreichen, wie aus den vorstehenden Beobachtungsmaterialien ersichtlich ist, überhaupt nicht die Thallinie des Tinnebaches, sondern schneiden entlang der steileren Gebängstufe oberhalb des Muttler-Hofes an einem Querbruch ab, der sich von dem Bauerngute Johannser bis zum Einschnitt der Wolfsgrube erstreckt. Längs dieser in SW.—NO. streichenden Störungslinie ist der als Pardeller Zug bezeichnete Abschnitt der Dioritmasse sammt seinem Schiefermantel abgesunken; die am Fusse der Dioritstufe des Umser Gehänges hervortretenden Schichtgesteine und die reichgliederte Schichtfolge von gneissartigen und phyllitischen Gesteinen des Thalgrundes, die wir in dem Tinnebachprofil kennen gelernt haben, repräsentiren somit das dislocirte Hangende der Dioritmasse des Pfundererberges.

Die Diorite von Seeben stellen eine selbstständige Intrusivmasse innerhalb dieses als Hangendschichten bezeichneten Schichtcomplexes dar. Die in westlicher Richtung sich auskeilende Eruptivmasse war auf dem rechten Ufer des Tinnebaches nicht mehr nachzuweisen. Sie schneidet am Fusse des linksseitigen Thalgehänges, wo sie nur mehr in geringer Breite entblösst ist, an einer der vorerwähnten Störungslinie annähernd parallelen Verwerfungskluft ab.

In schärferem Umriss erscheint eine dritte, den beiden genannten Störungslinien analoge, jedoch noch etwas weiter in O. abgelenkte

Dislocation, die sich von Klausen in NO., dem Eisackthale entlang, auf eine Erstreckung von ungefähr  $2\frac{1}{2}$  Kilometern verfolgen lässt. Die SO.-Grenze der Eruptivmassen von Seeben und Pardell und der NW.-Rand der vom Eisack durchrissenen Aktinolithschiefer-Scholle von Sulferbruck kennzeichnen den Verlauf dieses in N. 45 O. streichenden Querbruches.

Der gesammte vom Diorit durchsetzte Schichtcomplex ist somit von NW. nach SO. an drei gegen SW. convergirenden Bruchlinien stufenförmig abgesunken.

### 5. Die Eruptivmassen im Quellgebiet des Tinnebaches (Vildar- und Rothbach).

Von den beiden am Fusse der Ruine Garnstein zum Tinnebach sich vereinigenden Wildbächen erschliesst der nördliche, der Vildarbach mit seinem seitlichen Zufluss, dem Rothbach das ausgedehnteste Verbreitungsgebiet der dioritischen Eruptivgesteine von Klausen. Die im Bereiche dieser beiden Erosionslinien blossgelegte Eruptivmasse umfasst ein Areal von ungefähr 4·5 Quadratkilometern. Sieht man von dem gegen den Oberlauf des Rothbaches abzweigenden Seitenflügel ab, so sind es fast geradlinige, paarweise parallele Begrenzungslinien, welche den im kartografischen Bilde zunächst auffallenden, langgestreckt rhombischen Umriss dieser Eruptivmasse bestimmen. Ost- und Westgrenze verqueren unter spitzen Winkeln die Thallinie des Vildarbaches, die erstere in 950 Metern, die letztere in 1400 Metern Seehöhe. Nördlich und südlich steigen die Diorite hoch an den beiderseitigen Thallehnen empor. Im Süden bilden sie den dichtbewaldeten Fuss der steil aufstrebenden Gehänge des Hadrer- und Samberges, im Norden vegetationsarmes, felsiges Terrain, ein Gewirre von Schluchten und steilwandigen Abstürzen, welche theils von der hochliegenden Terrasse der Pfreinalpe, theils unmittelbar von dem im Pfrein- und Morgennock gipfelnden Grenzkegel zwischen Vildar- und Rothbach entspringen. Im Bereiche des Morgennocks greifen die Eruptivgesteine über diese Kammlinie über; sie steigen jenseits desselben in den Rothbach hinab, zugleich einen in NW. ausstreichenden Ausläufer entsendend, der sich dem genannten Thaleinschnitte entlang bis an den Rand des versumpften Hochplateaus der Mooswiesen verfolgen lässt.

Der erste Eindruck, den man den Reliefverhältnissen zufolge von den Dioritaufschlüssen im Vildar- und Rothbach erhält, ist der einer flach aufgewölbten Lagermasse, die, ringsum von geschichtetem Gebirge überragt, nur auf den Linien tieferer Erosion zu Tage tritt. Die Verbreitung der Diorite in der steilen Thalfurche des Rothbaches mit den nach Nord und Süd abfallenden Gneissen und Phylliten der Rungalm und Pfreinock-Gehänge scheint ganz besonders zu Gunsten dieser Auffassung zu sprechen. Ein genaueres Studium der Umrandung der Eruptivmasse macht jedoch bald mit einer Reihe von Thatsachen bekannt, welche diese Deutung vollkommen ausschliessen.

Der Beobachtung am leichtesten zugänglich sind die Verhältnisse an der NO.-Grenze der Dioritmasse im Vildarthal, über welche schon

Pošepný in seiner Eingangs citirten Schrift (pag. 450) einige Daten veröffentlicht hat. Man erreicht dieselbe, dem linken Ufer des Baches folgend, von der Ruine Garnstein ab in ungefähr 20 Minuten. Garnstein selbst steht auf einem steil abstürzenden Felsriff, dem Ausgehenden des tiefsten der gneissartigen Gesteinslager, welche, wiederholt mit Phylliten wechselnd, die Nordost-Abdachung des Pfundererberges zusammensetzen. Das Gestein, ein hartes, dichtes, glimmerarmes Quarzfeldspathgemenge von lichtrosarother bis bräunlichrother Färbung, auf welches die ältere Bezeichnung „Feldstein“ recht passend anzuwenden sein dürfte, lässt eine in Süd verflächende dickbankige Absonderung erkennen; seine Lagerungsbeziehungen zu den westlich sich anschliessenden Phylliten sind hier jedoch keineswegs klar. Erst weiter thaleinwärts, zu beiden Seiten der Einmündung des Rothbaches, wo neuerdings Feldsteine zu Tage treten, ist das Verhältniss der Wechselagerung zwischen den dickbankigen Feldspathgesteinen und den dünngeschichteten, stahlgrauen muscovitreichen Quarzphylliten deutlich zu beobachten. Die Feldsteine werden bald allein herrschend und bilden einen engen, tiefeinschneidenden Felscaual, in den von SO. her, über eine Steilwand abstürzend das am Gehänge des Pfundererberges entspringende Weissbachl einmündet. Kurz oberhalb der Einmündungsstelle erweitert sich plötzlich die Thalschlucht zu einem ringum von felsigen Gehängen umrahmten Kessel, durch welchen, die Thallinie in W. 30 N. verquerend, die NO.-Grenze der Dioritmasse des Vildarthales durchstreicht. Sie bildet die unmittelbare Fortsetzung der steil in die Tiefe gehenden nördlichen Randkluft des Dioritzuges des Pfundererberges. Was dort nur aus bergmännischen Aufschlüssen combinirt werden konnte, liegt hier volikommen klar zu Tage aufgeschlossen. Besonders an der nördlichen, spärlich bewaldeten Thallehne ist die steil stehende, ein wenig in SW. geneigte Grenzfläche des Diorites gegen den flachliegenden, durchschnittlich mit 20° in SW. einfallenden Feldstein sehr schön entblöst.

In der Thalsohle selbst durchschwärmen der Grenze zunächst zahlreiche dioritische Gangtrümmer den an Mineralneubildungen reichen Feldstein. Eine in ihrer Mächtigkeit rasch wechselnde Zone bunter Brecciengesteine markirt hier die Hauptganggrenze. Die verschiedenartigsten Varietäten des als Feldstein bezeichneten Grenzgesteines und Phyllite, zumeist in grossen scharfkantigen Fragmenten, nehmen an der Zusammensetzung dieser von Dioritapophysen durchsetzten und häufig durch eruptives Gesteinsmaterial verkitteten Breccie Antheil. Sie stellt auch dort, wo sich das Bindemittel schon in vorgeschrittenen Zersetzungsstadien befindet, noch ein hartes, ausserordentlich widerstandsfähiges Gestein dar, das in Rollblöcken von oft mehreren Cubikmetern Inhalt einen der auffallendsten Bestandtheile der jüngeren Schuttmassen des Thalgrundes bildet. Feldstein und Breccie sind reichlich mit schwarzem Turmalin durchsprengt, der sich besonders aus der hellen, graulichweissen oder blassröthlichen Feldsteingrundmasse sehr scharf heraushebt. Er bildet büschelig-strahlige Aggregate oder unregelmässig begrenzte Nester von oft mehreren Centimetern Durchmesser. In feinerer Vertheilung, aber immer noch mit unbewaffnetem Auge sichtbar, erscheint er innerhalb der dioritischen Gangtrümmer.

An der rechten Thalseite ist das Detail der Begrenzungsverhältnisse zwischen Diorit, Breccie und Feldstein, das an dem ungleichmässig erodirten Felsboden der Thalsohle nicht mit wünschenswerther Klarheit hervortritt, in einem profilmässigen Aufschluss entblösst. Auf das Eruptivgestein, einen feinkörnigen biotitreichen Quarzglimmerdiorit, folgt hier zunächst in einer schmalen Zone die Trümmerbreccie mit dioritischem Cement, sodann ein nur wenige Fuss breiter, steil aufsteigender Dioritgang, die Fortsetzung eines der in der Thalsohle zu beobachtenden Gangtrümmer, und an diesen unmittelbar sich anschliessend der in flachliegenden Bänken gegen die Dioritgrenze einfallende Feldstein.

Die Berührungszone zwischen Diorit und Feldstein ist an dieser Stelle durch einen besonderen Reichtum an Mineralneubildungen ausgezeichnet. Die grünlichgrauen, anscheinend dichten, felsitischen Gesteinsabänderungen der Grenzregion, die man mit Rücksicht auf ihre innige Verbindung mit dem Feldstein unmittelbar an diesen selbst anschliessen möchte, erweisen sich der mikroskopischen Untersuchung zufolge als ein Aggregat von Contactmineralien ohne irgend welche auf deren genetische Beziehung zum Feldstein hindeutende primäre Bestandtheile. In einer vorwiegend aus Andalusit aufgebauten Grundmasse liegen regellos eingebettet: Korund, Spinell, Turmalin, Titaneisen, Biotit. Korund bildet nach dem Andalusit den hervorragendsten Gemengtheil, Spinell tritt dagegen sehr zurück. Auch Turmalin, das einzige in grösseren Mengen auftretende und makroskopisch schon auffallende Mineral der Contactzone, spielt in dieser Combination keine besondere Rolle. (Für das Detail vergl. den II. Abschnitt sub B, a. 3.) Die Breite der mineralführenden Grenzzone ist wegen ihres innigen Anschlusses an den Feldstein ohne Untersuchung zahlreicherer Schliifproben nicht festzustellen; sie bewegt sich jedenfalls in sehr engen Grenzen.

Von der Dioritgrenze oberhalb der Einmündung des Weissbachl's ab verläuft die Thallinie des Vildarbaches auf eine Erstreckung von fast 3 Kilometern in Diorit. Ein für forstmännische Begehungen hergestellter Felsensteig führt ziemlich weit in die Schlucht hinein. Bei niedrigem Wasserstande ist es möglich, noch über diese gegenwärtig schon vielfach unterbrochene und nur mit Vorsicht zu benützte Weganlage hinaus in den Thalhintergrund vorzudringen. Echte Quarzglimmerdiorite von granitischem Habitus wechseln ohne nachweisbare Gesetzmässigkeit mit quarzärmeren, augitführenden Gesteinstypen. Die Untersuchungen über die geologischen Wechselbeziehungen der verschiedenen Gesteinsabänderungen werden, abgesehen von Terrainschwierigkeiten, hauptsächlich durch den Umstand erschwert, dass nur die Endglieder der zwischen Quarzglimmerdiorit und Norit vermittelnden Reihe schon makroskopisch erkennbare Unterschiede darbieten. Alle in der petrographischen Detailbeschreibung behandelten rein körnigen Typen der dioritischen Gesteinsreihe finden in der Eruptivmasse dieses Thalabschnittes ihre Vertretung. Die porphyrischen Texturabänderungen, die Noritporphyrite der Verdingser Gangzüge, fehlen im Thalgrunde gänzlich; Anklänge an diese Gesteinsausbildung waren nur in der Umrandung der Eruptivmasse nachweisbar.

Steile, in ihrer Richtung Schritt für Schritt wechselnde Cleavage durchsetzt die in prallen Wänden zur Thalsohle abstürzenden Diorite. Nur an einer Stelle des Thales, zu beiden Seiten eines vom Plateau des Samberges gegen das Vildarthal vortretenden bewaldeten Felskammes, wird ein in Stunde 2—3 streichendes Kluftsystem auf eine grössere Erstreckung hin constant. Quarzinfiltrationen bezeichnen hier schärfer den Verlauf der senkrecht niedersetzenden Klüfte. Wo sich nahestehende Kluftblätter schaaren, erhält man ein interessantes Bild, das auffallend an die im selben Sinne streichenden, mit Erz imprägnirten Zerklüftungszonen erinnert, auf denen sich die Abbaue im Pfundererberge bewegen.

An den geglätteten Felsbuckeln der Thalsohle beobachtet man eine überraschende Menge von fremden Gesteinseinschlüssen. Es sind der Hauptmasse nach scharf umrandete, vollkommen unveränderte Schiefer- und Gneiss- (Feldstein-) Fragmente. Sehr vereinzelt finden sich jedoch auch Bildungen vom Charakter der aus der Wolfsgrubenschlucht und vom Seeben-Kamme beschriebenen, mineralischen Concretionen. Ein solches Vorkommen wurde im Quarzglimmerdiorit der Felswand, an deren Fusse der vorerwähnte Thalweg sein Ende erreicht, beobachtet. Die dunkle, dichte, etwa handtellergrösse Gesteinsmasse erwies sich im Schlicke im Wesentlichen als eine Anhäufung von Pleonastkörnchen, zu denen sich hie und da isolirte oder divergentstrahlig gruppirte, dichroitische Nadelchen, wahrscheinlich Turmalin, gesellen. Eine schmale aus wohlindividualisirten Feldspathkryställchen bestehende Zone (Ortho- und Plagioklas) scheidet den dunkleren pleonastreichen Kern von der dioritischen Umhüllung. Auffallend ist es, dass sich die Feldspathe der Randzone sowohl durch die geringe Grösse der Individuen, wie auch durch ihre Frische so scharf von jenen des Eruptivmagmas abheben. Ob man es hier mit einer zufälligen Differenzirung im Magma zur Zeit der Entstehung dieser Mineralausscheidungen, oder mit Resten der Bestandtheile eines materiell veränderten, echten Einschlusses zu thun hat, musste vorläufig unentschieden bleiben.

Im mittleren Abschnitt des dem Diorit zufallenden Thalverlaufes, so ziemlich im Centrum der zwischen Pfreinnock und Hadrerberg lagernden Eruptivmasse, treten an der rechtsseitigen Thalwand zwei durch ihre Ausdehnung sowohl, wie durch ihre petrographische Beschaffenheit merkwürdige Schollen geschichteten Gesteines zu Tage. Es sind die vom Thalausgange her bekannten, durch ihren rothen Orthoklas auffallenden, glimmerarmen Feldsteine, welche hier in Folge eines lebhaften Wechsels complicirt gewundener Quarz- und Feldspathlamellen und der reichlichen Imprägnation mit dunklen Contactmineralien ein ausserordentlich buntes Gesteinsgemenge darstellen. Die westliche dieser Schollen ist gegenüber einer vom Pfreinnock herabziehenden Seitenschlucht an einer niedrigen in's Bachbett absteigenden Steilwand auf ungefähr 30 Meter Länge entblösst. In einer durchschnittlichen Höhe von 5 Metern über der Thalsohle umrahmen augitführende Quarzglimmerdiorite mit scharfwinkeligem Grenzverlauf den Feldstein. Der untere Rand der Gesteinsscholle ist nur an deren westlichem Ende abgeschlossen. Der Diorit greift auch hier deutlich unter den Feldstein

hinab. Zwei an ihrem Ursprunge etwa 0·5 Meter breite Dioritapophysen, deren westliche sich in mehrere im Feldstein auskeilende Acste spaltet, treten von unten her in die Scholle ein.

Wenige Schritte thalabwärts liegt an derselben Felswand die zweite von Diorit umschlossene Feldsteinscholle. Auch hier beobachtet man das Eingreifen dioritischer Gangtrümmer; der Feldstein ist massiger, seine Abgrenzung gegen den Diorit schärfer. Sie ist bei geringer Verticalhöhe in einer Längenausdehnung von 20 Metern aufgeschlossen.

Die Wirkungen des Contactes zwischen Eruptiv- und Schichtgestein kommen in diesen mitten im Diorit schwebenden Feldsteinschollen in hervorragender Weise zur Geltung. Aus der Reihe der an anderen Localitäten beobachteten Contactmineralien erscheinen hier allerdings nur die beiden verbreitetsten Vertreter, Turmalin und Spinell, aber in überraschenden Mengenverhältnissen. Turmalin überwiegt dem makroskopischen Befunde nach quantitativ weitaus über den Spinell. Er durchschwärmt insbesondere in der westlich gelegenen Scholle als ein neben dem rothen Orthoklas wohl zunächst in's Auge fallender Bestandtheil die gesammte Feldsteinmasse. Individualisirte Krystalle von deutlich messbarer Grösse wurden nirgends beobachtet. Immer sind es feine Nadelchen, gewöhnlich zu radialstrahligen Aggregaten von sphäroidischem Umriss gruppirt, welche die 8—10 Millimeter im Durchmesser haltenden Turmalinknoten zusammensetzen. Nicht selten erscheinen auch langgestreckte, nesterförmige Partien vom Charakter drusiger Hohlräumeausfüllungen. Weniger auffallend sind die Turmalinvorkommnisse im Diorit. Man beobachtet hier der Feldsteingrenze zunächst nur vereinzelte feinstrahlige Turmalinbüschelchen.

Die Verbreitung des Spinells entzieht sich der makroskopischen Beobachtung fast gänzlich. Grössere Anhäufungen dieses Mineralen erscheinen gewöhnlich in der Form feiner, dunkler Schnürchen und Streifen inmitten der Feldsteinmasse, über deren Beschaffenheit aber in jedem Falle erst die mikroskopische Untersuchung Aufschluss geben kann. Der Spinell ist in seiner Verbreitung überhaupt an engere Grenzen gebunden. In einem Handstücke, das der Umrandung einer in den Feldstein eindringenden Dioritapophyse entnommen wurde, erschien der turmalinführende Feldstein der mikroskopischen Untersuchung zufolge vollkommen spinelfrei, der angrenzende Diorit dagegen reichlich mit den Körnchen dieses Mineralen imprägnirt. Da andere Partien des Feldsteins Spinell führen, der Spinell des Diorits andererseits so häufig in Gesellschaft von Turmalin auftritt, so wird man aus derartigen Schluffproben, wie die pag. 670 näher beschriebene, selbstverständlich keinerlei Schlussfolgerung über die Wechselbeziehungen der beiden Mineralien ableiten dürfen.

Die fremdartigen Gesteinseinschlüsse nehmen thaleinwärts noch an Häufigkeit zu. Die flächigen Dioritblössungen im Bachbett sind oft ganz besät mit den eckigen Durchschnitten von Quarz- und Feldsteinfragmenten. Das Thal behält noch immer seinen schluchtförmigen Charakter; mächtige Porphyrböcke, die einem naheliegenden Ursprungsgebiete, dem Villanderer-Ritten-Plateau entstammend, allmählig über die erratischen Geschiebe die Oberhand gewinnen, sperren häufig die Thalengen und erschweren die ohnehin durch niedere Felstufen wieder-



holt beeinträchtigten Bemühungen, den Thalhintergrund zu gewinnen. Mit der Höhengote 1400 erreicht man endlich die SW.-Grenze der Dioritmasse.

Sie verquert in W. 30 N. die Thalrichtung, der NO.-Grenze oberhalb der Weissbachl-Mündung vollkommen parallel und setzt wie jene nach Art einer steilen Gangkluft in die Tiefe. Eine Felswand zur Linken der engen Thalschlucht durchschneidet nahezu unter  $90^{\circ}$  die lothrecht absteigende Grenzfläche der Eruptivmasse gegen die in SW. vorgelagerte Zone feldspathreicher, gneissartiger Gesteine. Die Durchschnittslinie hat keinen vollkommen geradlinigen Verlauf; sie zeigt vielmehr im Detail mancherlei Winkel und Vorsprünge, einer Art zackiger Nahtverbindung entsprechend, wie wir sie von der Grenze eines der Verdinger Gangzüge beschrieben haben. Der Anschluss des Eruptivgesteines an die Spaltenwand ist ein so inniger, dass es nicht schwer fallen würde, die Grenzverhältnisse an einem grösseren Handstücke zu erläutern. Apophysen und Grenzbreccien fehlen im Bereiche der Aufschlussstelle wenigstens gänzlich. Die aus dem Contact resultirenden Umwandlungserscheinungen treten dagegen klar genug hervor.

Das dickbankige harte Feldspathgestein der Grenzzone, das sich durch Zurücktreten des nur mehr spärlich eingemengten rothen Orthoklases und durch reicheren Glimmergehalt nicht unwesentlich von den Feldsteinen des unteren Vildarthales unterscheidet, zeigt nahe der Dioritgrenze einen lebhaften Wechsel von schmalen, helleren und dunkleren Lamellen, die, in zierliche Zickzackfalten zusammengelegt, im Querbruche ein eigenthümliches, an die Fältelung mancher Quarzphyllite erinnerndes Bild geben. Die helleren Lamellen bestehen aus einem undeutlich körnigen Gemenge von Quarz und Feldspath mit Biotit, die dunkleren aber, wie die mikroskopische Untersuchung lehrte, aus grünlichen, glimmerigen Zersetzungsresiduen, in welchen in überraschender Menge Spinellkörnchen, theils in dicht gedrängten Gruppen, theils lose gehäuft, eingestreut erscheinen. Turmalin, Granat und Zirkon sind die nur in spärlichen Mengen auftretenden Begleiter des Spinells. (Vergl. pag. 663) Die Contactwirkungen sind bis auf nahezu 2 Meter Entfernung von der Dioritgrenze ab wahrnehmbar.

Die Gneisse fallen in flachgelagerten Bänken von dem Eruptivgestein in SW. ab. Sie bilden nur eine schmale in NW. durchstreichende Zone, an welche sich thaleinwärts mit normaler Auflagerung quarzreiche Phyllite anschliessen. Auch das Eruptivgestein erscheint der Grenze zunächst in flachliegende Bänke gegliedert, die der Schichtung des Gneisses conform in SW. verflachen. An der rechten Thalseite, wo die Dioritgrenze weniger klar aufgeschlossen ist, könnte man durch diesen Umstand leicht zur Ansicht verleitet werden, dass die Diorite als flachgelagerte Eruptivdecke regelmässig unter die Schichtgesteine hinabtauchen. Eruptiv- und Schichtgestein werden ausserdem der Grenze zunächst von steilstehenden Absonderungsklüften durchsetzt, welche der Contactfläche parallel in WNW. durchstreichen.

Nicht so befriedigend, wie in der Tiefe des Vildarthales sind die Aufschlüsse in der südlichen und nördlichen Umrandung der Eruptivmasse.

Die von den höchstgelegenen Stollenbauten des Pfundererberges zum Samberg ziehende Dioritgrenze liegt fast durchaus in waldigem Terrain. Der östliche Abschnitt derselben ist auf einem noch wohl erhaltenen Wege erreichbar, der von dem oberen Berghause, an der NO.-Abdachung des Pfundererberges ausgehend, über den Nicolausstollen zum Georgstollen im obersten Weissbachl und von hier ab zu dem im sogenannten Bergwald liegenden Kaltwasserstollen führt. Man verquert längs dieses Weges das nach W. hin allmählig sich verbreiternde Verbindungsstück zwischen den Dioriten des Pfundererberges und jenen des Vildarthales. Noch vor dem Georgstollen schneidet man zwischen den Isohypsen 1200 und 1300 die geradlinig in's Vildarthal hinabstreichende NO.-Grenze der Dioritmasse, die wir an den Aufschlüssen oberhalb der Ausmündung des Weissbachls kennen gelernt haben. Sie trägt auch hier den Charakter einer senkrecht absteigenden Gangkluft; die in NO. vorliegenden Feldsteine fallen flach gegen die Dioritgrenze ein. Hart an der Grenzkluff bricht eine kalte Quelle hervor, die als Anhaltspunkt für die schärfere Localisirung dieses Abschnittes der Dioritgrenze dienen mag. Das Mundloch des Georgstollens liegt im Diorit, der nun auf eine grössere Erstreckung hin den Weg begleitet. Das Eruptivgestein zeigt hier durchwegs die auf vorgeschrittene Zersetzungserscheinungen hindeutenden dunkelröthlichbraunen Verwitterungsfarben. Etwa im zweiten Drittheil des zwischen Georg- und Kaltwasserstollen liegenden Wegabschnittes stösst man auf anstehende Feldsteinmassen. Man hat also die südliche Grenze des Dioritzuges passirt, ohne jedoch deren Durchgangspunkt schärfer bestimmen zu können. Die in Süd verflächenden Feldsteine werden weiterhin von Thonglimmerschiefern überlagert, in denen, jedenfalls schon weit im Hangenden des Diorits, die Stollen des Kaltwasserthales angeschlagen wurden.

Nicht viel günstiger gestalten sich die Aufschlüsse im westlichen Abschnitt dieser Grenzregion, der am besten von einer zwischen Pfunderer- und Hadrerberg liegenden Waldblösse (Laderstadt der Catastralmappe 1520 Meter) zugänglich ist. Ein bequemer Waldfahrweg führt hier, so ziemlich in demselben Niveau sich haltend, an dem Vildarthalgehänge hin. Nach ungefähr  $\frac{1}{2}$  Stunde erreicht man an einem weiter in's Thal vortretenden waldigen Felsrücken in der Isohypse 1500 anstehenden Diorit. Es ist ein dunkles, feinkörniges Enstatitgestein, das sich von den Enstatitnoriten, wie wir sie in typischer Entwicklung im Tinnebach an den Verdingser Gangzügen III und IV beobachtet haben, nur durch seinen höheren Quarzgehalt unterscheidet. Dunkle quarzreiche Phyllite, die weiterhin mit gebänderten, durch rothen Orthoklas ausgezeichneten Feldsteinvarietäten wechsellagern, bilden hier die Umrandung der Eruptivmasse. Sie fallen unter mittleren Neigungswinkeln in SW. ein. Die Details der Grenzverhältnisse entziehen sich zwar auch hier der unmittelbaren Beobachtung, aber zur Beurtheilung der hier zunächst interessirenden Frage nach dem tektonischen Charakter der Eruptivmasse genügt es schon, den allgemeinen Verlauf der Dioritgrenze festgestellt zu haben. Sie liegt, wie aus den eben geschilderten Begehungen ersichtlich wird, nicht mehr im Streichen des Schichtgesteinscomplexes, sondern setzt quer durch die in SW. ver-

flächenden Gesteinsbänke hindurch. (Vgl. die kartographische Darstellung.) An den Aufschlüssen des Umser Gehänges, wo die südliche Grenzfläche des Diorits mit mässiger Neigung unter einen in gleicher Richtung streichenden und verflächenden Phyllitmantel hinabtaucht, war es kaum möglich, von den tektonischen Beziehungen beider eine klare Anschauung zu gewinnen. Auch die aus den bergmännischen Aufschlüssen combinirten Profile durch den Pfundererberg, die wir an derselben Stelle besprochen haben, gestatteten keinen vollkommen verlässlichen Schluss auf die Lagerungsform der Eruptivmasse. Erst hier an der nordwestlichen Abdachung des Pfundererberges tritt die Südgrenze der Eruptivmasse aus der Streichungsrichtung der Schichtgesteine heraus und gibt sich durch ihren von der Tektonik der Schichtgesteinsreihe unabhängigen Verlauf ganz unzweideutig als Begrenzungslinie einer intrusiven Masse zu erkennen. Hiedurch erscheint zugleich für die gesammte Dioritmasse des Pfundererberges die durchgreifende Lagerung sichergestellt.

Wo der in Rede stehende Abschnitt der südlichen Diorit-Umrandung mit der durch's Vildarthal streichenden Südwestgrenze der Eruptivmasse in Verbindung tritt, entspringt eine breite in SSW. austreichende Apophyse, welche sich bis an den Rand des Samberg-Plateaus verfolgen lässt. Ihr Verlauf ist durch eine hart an dem Plateaurande entspringende, rasch zu einem breiten Schuttkaar sich erweiternde Schlucht markirt, welche beiderseits von felsigen Kämmen überragt wird. Die in SO. herabziehende Felsrippe besteht in ihrem unteren Abschnitt, wo sie der vorerwähnte Waldfahrweg berührt, aus quarzreichen Phylliten, höher oben aus röthlich gebändertem lamellaren Feldstein. An ihrem in Nord gewendeten Absturze streicht die SO.-Grenze der Diorit-Apophyse hindurch. Der waldige Kamm, der sich nordwärts über die mit scharfkantigem Diorit-Schutt erfüllte Thalweitung erhebt, fällt vollständig in den Bereich des hier als echter Quarzglimmerdiorit entwickelten Eruptivgesteines. Von der Höhe dieses Rückens laufen zwei gut kenntliche Hirtensteige aus, deren einer, die Westgrenze der Apophyse berührend, auf das Plateau des Samberges führt, während der andere zur südwestlichen Dioritgrenze im hinteren Vildarthal hinabsteigt.

Die Nordgrenze der Dioritmasse des Vildarthales gibt sich, wenn wir vorläufig von dem in der Thallinie des Rothbaches ausstrahlenden Diorit-Aste absehen, schon durch ihren vollkommen geradlinigen Verlauf als Begrenzungselement einer Intrusivmasse zu erkennen. Sie setzt in O. 15 N. — W. 15 S. streichend aus dem Rothbach durch den Verbindungskamm zwischen Pfrein- und Morgenock hindurch an die Felsabstürze des nördlichen Vildarthalgehänges hinüber, wo sie in ununterbrochenem Verlaufe bis an den Rand des mit Sumpfwiesen bedeckten Hochplateaus von Villanders (Rafuschgel-Wiesen) verfolgt werden kann. Mit der in W. 30 N. streichenden Gangkluft, welche die Vildarmasse in SW. begrenzt, schliesst sie einen in westlicher Richtung sich stetig verschmälernden Eruptivgesteinskeil ein, der dort, wo er unter die Glacialschutt-Decke des Villanderer Plateau's untertaucht, kaum mehr als 100 Meter Breite besitzt.

Den günstigsten Ausgangspunkt für die Begehung dieser Grenze bildet das Bauerngut Oberhofer (1236 Meter) nordwestlich von der

Ruine Garnstein. Ein breiter Karrenweg führt von hier in den Rothbach hinein, Anfangs durch einen Wechsel nordöstlich verflächender Phyllit- und Gneissbänke, dann durch Diorit, in welchem man, dem Gipfel des Morgennock gegenüber, die Thalsohle erreicht. Etwa 300 Meter nördlich von der Eintrittsstelle dieses Fahrweges in den Rothbach ist an der steileren östlichen Thalseite die Grenze zwischen Eruptiv- und Schichtgestein entblösst. Eine fast ebenflächige mit  $65^{\circ}$  in N. einschliessende Kluft trennt den dunklen Diorit von den thalaufwärts sich anschliessenden röthlich verwitternden Feldsteinen. Beide sind der Scheidungskluft parallel von gedrängt stehenden Cleavageflächen durchsetzt, welche die Structur des überhaupt zu massiger Absonderung hinneigenden Feldsteins so vollkommen beherrschen, dass man zunächst eine concordante Folge steil in N. verflächender Diorit- und Gneissbänke vor sich zu haben glaubt. Steigt man jedoch an dem waldigen Gehänge oberhalb der Dioritgrenze zu dem auf der Höhe liegenden Berghof (mit Capelle, 1463 Meter) empor, so überzeugt man sich, dass die Feldsteine in durchaus flachliegenden Bänken von dem Diorit in NW. abfallen. Im Rothbach selbst beobachtet man weiter thaleinwärts wiederholt vollkommen schwebende Lagerung. Die Diorite setzen also mit schief aufsteigender Grenzfläche quer durch einen flachwellig gelagerten Schichtgesteins-Complex hindurch.

Dieselben tektonischen Beziehungen zwischen Eruptiv- und Schichtgestein bestehen in der westlichen Fortsetzung dieses Theiles der Dioritumrandung. Der schmale Felspfad, der von der Einsattlung nördlich des Morgennock zur Pfreinalpe führt, läuft nahe an dieser Begrenzungslinie hin. Das Eruptivgestein ist hier reich an fremden Einschlüssen, unter denen insbesondere Brocken von derbem Quarz mit oft 0·3 Meter Durchmesser auffallen. Wo die Grenze selbst blossliegt, hebt sich der Diorit stets mit steiler in N. geneigter Contactfläche aus dem flachliegenden Schichtgestein heraus. Dasselbe Bild geben die Aufschlüsse im Finkenbach südwestlich von der Pfreinalpe. Der Neigungswinkel der in N. verflächenden Steilklüfte in den Dioriten der Grenzregion, die hier als Anhaltspunkt für die Beurtheilung der Contactfläche selbst benützt werden können, übersteigt meist  $60^{\circ}$ .

In diesem ganzen Gebiete bilden Thonglimmerschiefer und Feldspath führende gneissartige Gesteinsbänke die Umrandung der Eruptivmasse. Sie streichen, wie man in den Gräben östlich von der Pfreinalpe beobachtet, quer auf den Verlauf der Dioritgrenze.

Kehren wir nun zu den Aufschlüssen im Rothbach zurück. Nördlich von der soeben besprochenen Randkluft des Diorits verläuft die Thallinie auf eine Erstreckung von ungefähr 500 Metern in dickbankigen, abwechselnd heller und dunkler gefärbten, glimmerarmen Feldsteinen, der Fortsetzung jenes Gesteinszuges, den wir als Vorlage der Dioritgrenze im unteren Vildarthal kennen gelernt haben. Nach Ueberwindung einer steileren Felsstufe, über welche der Wildbach in einer schäumenden Cascade herabstürzt, tritt man wieder in Diorit der von hier ab bis in den Thalhintergrund fortsetzt. Das Eruptivgestein steigt aus der felsigen Thalsohle beiderseits hoch an den Thalgehängen des Rothbaches empor. An der nördlichen Thalseite hindern Wald- und Schuttbedeckung den Einblick in die Grenzverhältnisse, im Süden

dagegen ist die Dioritgrenze der Beobachtung zugänglich. Sie streicht hier in W. 30 N., also parallel den Längsdislocationen in der Umrandung der Eruptivmasse des Vildarthales, an der Nordabdachung des Pfreinnocks hin, etwa 100—150 Meter unter der Kammhöhe. An den Felsabstürzen nordöstlich von Pfreinnock ist sie an dem zum Gipfel (1924 Meter) führenden Ziegensteig besonders schön entblösst. Sie setzt hier am Fusse einer senkrecht abfallenden Wand von röthlich gebändertem Feldstein steil in die Tiefe. Das Auftreten von Reibungs-breccien (0·5 Meter Breite) und der Umstand, dass das Korn des Eruptivgesteines mit der Annäherung an die Grenze stetig an Feinheit zunimmt, bestätigen die schon aus Richtung und Verlauf der Grenzlinie zu abstrahirende Vermuthung, dass man es auch hier mit durchgreifender Lagerungsform zu thun habe. Die Feldsteine fallen von der Grenzkluft mit 20° in SSW. ab. Sie reichen südwärts bis auf den Gipfel des Pfreinnocks und werden erst jenseits desselben in der Terrasse der Pfreinalpe von Thonglimmerschiefern überlagert. Mit den in NNW. verflächenden Feldsteinen des Rothbaches vereinigen sie sich zu einer breiten, flach aufgewölbten Antiklinale, in deren Scheitel die Eruptivgesteine des Rothbaches als eine in der Richtung der Hauptgangspalte (Pardell-Pfundererberg-Weissbachl) liegenden, in NNW. ausstreichenden Apophyse der Masse des Vildarthales zu Tage treten.

In dem auf den Rothbach entfallenden Abschnitte der Eruptivmasse konnten augitfreie, durch höheren Kieselsäuregehalt ausgezeichnete Gesteine mit der Constitution echter Quarzglimmerdiorite, wie wir sie von Seeben, Pardell und aus dem Vildarthale kennen gelernt haben, nur in beschränkter Verbreitung nachgewiesen werden.

Die augitführenden quarzarmen Gesteinstypen vom Charakter der skandinavischen Norite treten hier in den Vordergrund. Besonders charakteristische Vertreter dieser Gesteinsausbildung sind die im petrographischen Theil näher beschriebenen Hypersthen-Norite von den felsigen Entblössungen längs des vom Oberhofer in den Rothbach führenden Karrenweges. Der Grenze zunächst sind diese Gesteinstypen gewöhnlich durch feineres Korn und dem entsprechend dunklere Färbung ausgezeichnet.

Eine die mineralogische Beschaffenheit einzelner Gemengtheile, besonders des Augits, und die Schwankungen im Kieselsäuregehalt berücksichtigende schärfere geologische Gliederung der Eruptivmasse erschien auch hier undurchführbar.

In Bezug auf Contacterscheinungen liegt aus dem Rothbach nichts vor, was den Kreis unserer Beobachtungen über diesen Gegenstand wesentlich erweitern könnte. Als die verbreitetsten Mineralneubildungen erscheinen auch hier Turmalin und Spinell. Im Eruptivgestein spielen sie in allen vom Contact stammenden Proben die Rolle accessorischer Gemengtheile. Sie sind oft noch in grosser Entfernung von der Contactgrenze nachweisbar. So fanden sich in einem Handstück aus den Norit-Aufschlüssen längs des vom Oberhofer in den Rothbach führenden Waldweges, etwa 300 Meter südlich von der Noritgrenze, noch Anhäufungen von Spinell im Eruptivgestein, und zwar in dunklen, schon dem unbewaffneten Auge auffallenden Schnüren und Streifen, die mit

dem Gesteinsmagma auf's Innigste verschliert, im Dünnschliff ein sehr zierliches Bild darstellen. Taf. XVI, Fig. 4, bringt dieses im petrographischen Abschnitt näher zu schildernde Vorkommen in den allgemeinsten Umrissen zur Anschauung. Die aus diesem eigenthümlichen schlierigen Verbande der Contactmineralien mit dem Eruptivmagma sich ergebenden Consequenzen wurden schon bei Besprechung der analogen Erscheinungen in den Noritgängen der Wolfsgrubenschlucht berührt. (Vergl. pag. 619.)

## 6. Die Diorite von Klamm und Sulferbruck im Eisackthale.

An der Strasse von Klausen nach Brixen liegen dem Ausgange des Villnösstales gegenüber Aufschlüsse in einem Eruptivgestein, das auf das Vollständigste mit den quarzreichen, hie und da augitführenden Glimmerdioriten von Seeben und Pardell übereinstimmt. Reuss hat zuerst auf diese Vorkommnisse aufmerksam gemacht, Richthofen betrachtete dieselben als unmittelbare Fortsetzung der im Tinnebach auftretenden Eruptivmassen. Obwohl räumlich durch einen mächtigen Phyllitcomplex von diesen letzteren getrennt, gehören sie doch ihrer petrographischen Entwicklung und ihren Lagerungsverhältnissen zufolge zweifellos derselben Eruptionsepoche an.

Sie bilden zwei von dem Strassenzuge unter schiefem Winkel angeschnittene Gänge, welche mit derselben Streichungsrichtung, wie die Intrusivmassen des Tinnebaches in den Schiefergesteinen der Quarzphyllitgruppe aufsetzen.

Der; westliche, nur in geringer Breite blossliegende Dioritgang hebt sich unmittelbar vor der zu den Schmelzhütten von Sulferbruck führenden Fahrbrücke aus der jüngeren Schuttvorlage des Feldthurnser Gehänges heraus. Nur die Ostgrenze des Ganges ist deutlicher entblösst. Sie wird durch eine breite Trümmerzone markirt, die ganz allmählig in die mit 20° vom Diorit in NO. abfallenden Grenzgesteine verfließt. Interessant ist das Auftreten von klastischen Bildungen innerhalb der Gangmasse selbst. Es sind Gesteine mit grünlichgrauer, felsitischer, von Schwefelkies durchsprengter Grundmasse, in welcher zahlreiche eckige Quarzfragmente, die selten mehr als 1 Centimeter Durchmesser erreichen, eingebettet liegen. Zum Theil ist es wohl direct eruptiver Gesteinsteig, der hier als Caement auftritt, oft überwiegen aber die klastischen Gemengtheile und es wird dann schwer über die Natur des Bindemittels eine bestimmte Anschauung zu gewinnen. In Farbe und Texturform sind diese Bildungen äusserlich vom Eruptivgestein kaum zu unterscheiden. Die nähere Untersuchung zeigte jedoch, dass sich die etwa 2 Meter breite Breccienzone ziemlich scharf gegen das Eruptivgestein abgrenzt, und zwar an Kluftflächen, welche der senkrechten Spaltenwand parallel in W. 30 N. durchstreichen.

Die quarzreichen, dünnplattigen Schiefergesteine, welche sich östlich an diese Gangspalte anschliessen, begleiten die Aufschlüsse längs der Strasse auf eine Erstreckung von ungefähr 20 Schritten, dann folgen abermals Diorite, welche an den hier nur wenige Meter hohen Entblössungen mit steiler Grenzfläche aufsteigen. Es ist diess der Südrand der zweiten, räumlich ausgedehnteren, aber zugleich complicirter

gebauten Intrusivmasse, die auf unserer Karte westlich von Klamm zur Darstellung gelangt (vgl. Taf. XV). Der Strasse entlang sind diese Diorite auf eine Erstreckung von fast  $\frac{1}{2}$  Kilometer in fortlaufenden Aufschlüssen entblösst. Sie bilden eine schroffe Wand, welche weiter in Ost mit einem höher aufragenden, aus dem Schichtgesteinscomplex scharf heraustretenden Felskopf abschliesst. Die Diorite, welche im Westen gangförmig an dem Phyllit abschneiden, greifen hier nach Art eines deckenförmigen Ergusses über die Schichtgesteine über, die in flachliegenden Bänken unter die Eruptivmasse einfallen.

Am schönsten ist diese Auflagerung des Diorits auf die Schichtgesteine an der Strasse selbst entblösst, wo ausgedehnte Steinbrucharbeiten den natürlichen Aufschlüssen zu Hilfe kommen. Zugleich beobachtet man hier innerhalb der Eruptivmasse selbst eine deutliche Bankung, welche der Auflagerungsfläche conform in SW. einfällt. In dem westlichen Theil des Aufschlusses herrschen dagegen nordöstlich geneigte Absonderungsflächen vor. Die Eruptivmasse scheint somit in ihrem inneren Bau gewissermassen ein Abbild der Mulde darzustellen, zu welcher sich die Phyllite im Osten und Westen des Dioritaufschlusses ergänzen.

Steigt man von der Fahrstrasse aus längs der östlichen Umrandung der Dioritmasse zu der mit Aeckern und Wiesen bedeckten ersten Terrasse empor, so erhält man von den Begrenzungsverhältnissen des Eruptivgesteines bald ein anderes Bild. Die Eruptivmasse greift nicht so weit nach Ost aus, wie man nach der im Hauptthal entblössten flachen Auflagerung erwarten sollte; man erreicht im Gegentheil sehr rasch den östlichsten Punkt der Dioritkuppe, die hier von nordöstlich verflächenden, also vom Eruptivgestein abfallenden Phylliten umlagert wird. Die Dioritgrenze biegt hier zugleich unter einem scharfen Winkel nach W. um und nähert sich in ihrem weiteren Verlaufe fort-dauernd der in WNW. streichenden südlichen Begrenzungslinie der Eruptivmasse. An Stelle der breit entwickelten kuppigen Lagerungsform tritt eine vorwiegend in einer Richtung ausgedehnte gangförmige Eruptivmasse, die mit ostwestlichem Streichen dem terrassirten Thalgehänge entlang durch den Phyllitcomplex hindurchsetzt. Der zwischen Drumbügel und Pedrats herabziehende Felsrunst, in welchem die von der Eisackstrasse aus sichtbare Cascade des Schrammbaches liegt, schneidet tief in die Gesteine dieser Gangmasse ein. Ihre Südgrenze setzt durch die Felswände nieder, über welche der Wasserfall in's Niveau des Eisackthales hinabstürzt; die Nordgrenze streicht durch die Schlucht hindurch, welche sich oberhalb der zu beiden Seiten des Thaleinschnittes, hart am Terrassenrande, liegenden Gehöfte öffnet. Sie ist an den Wänden der linken Seite dieser Schlucht unterhalb eines kleinen Kastanienbestandes sehr schön entblösst. Die lamellaren, quarzreichen, zum Theil feldspathführenden Schichtgesteine fallen in dicken Bänken mit etwa  $30^\circ$  Neigung gegen die lothrecht aufsteigende Eruptivgesteinsgrenze ein. Diorit und Schichtgestein sind durch steilstehende, ostwestlich streichende Klüfte der Grenze parallel plattig gegliedert. Wir haben hier also das gewohnte Bild des Randes einer gangförmigen Intrusivmasse vor uns.

Die Diorite setzen von hier in verschmälertem Zuge durch die Weinbergsregion am Fusse der Phyllitkuppe von Pedrats nach West fort. In dem Graben, der bei dem dritten Gehöfte westlich vom Schrammbach in's Eisackthal herabzieht, spaltet sich die Gangmasse in zwei Aeste. Der eine liegt in der Richtung der Hauptgangspalte und keilt in geringer Entfernung von dem erwähnten Gehöfte in den südwestlich verflächenden Thonglimmerschiefern der westlichen Thalwand aus, der zweite streicht, die westliche Wand des Grabens bildend, dem Thaleinschnitt entlang weit nach NW. fort und erreicht erst kurz unterhalb des höchsten von Feldthurns nach Seeben führenden Fussweges sein Ende. In den genannten Apophysen, insbesondere in dem westlich ausstreichenden Gesteinskeil, ist das Magma dem kleineren Querschnitt der Spalte entsprechend feinkörniger erstarrt als im Spaltenraum des Hauptganges. Die Gesteine tragen hier vollständig den Charakter der feinkörnigen Enstatitnorite, wie wir sie aus den Verdingser Gangzügen im Tinnebach kennen gelernt haben.

Wir müssen hier noch einmal auf die eigenthümlichen Lagerungsverhältnisse zurückkommen, welche der Querschnitt der Intrusivmasse im Eisackthal der Beobachtung darbietet. Es ist im grossen Ganzen dasselbe Bild, das wir aus den Darstellungen über die Eruptivmasse von Seeben kennen (vgl. das Profil auf Taf. XV): Auf der einen Seite des Aufschlusses eine steile Grenzklufft, die Wand der Gangspalte, auf welcher das Magma emporquoll, auf der anderen Seite flachkuppiges Uebergreifen über einen gegen die Gangspalte verflächenden Schichtgesteinscomplex. An den Abstürzen des Seebenkammes reichten die Aufschlüsse tief genug, um die Discordanz zwischen Eruptiv- und Schichtgestein klar hervortreten zu lassen. Die Dioritkuppe sitzt zum Theil auf den Schichtflächen, zum grössten Theile auf den Schichtköpfen des durchbrochenen Phyllit- und Gneisscomplexes auf. Hiedurch erschien die Deutung der Eruptivmasse als einer den Phylliten eingeschalteten, gleichalterigen Effusivdecke vollständig ausgeschlossen. Es blieb nur noch die Frage offen, ob man die über dem Schichtgestein sich ausbreitende Eruptivmasse als Denudationsrest eines Oberflächenergusses oder als Intrusionskern aufzufassen habe, der erst nach Abtragung der Deckschichten als freie Kuppe aus der Schichtgesteins-Umhüllung heraustrat.

Die erste Anschauung setzt ausgedehnte Erosionsphänomene vor dem Durchbruch der Diorite voraus, für deren Existenz keine Anhaltspunkte vorliegen. Nirgends finden sich conglomeratistische Bildungen an der Basis der übergreifenden Eruptivmasse. Die Berührungsgrenze zwischen Eruptiv- und Schichtgestein ist hier eben so scharf, wie an lothrecht aufsteigenden Gangspalten. Was uns aber aus der Umrandung des Eruptivgebietes von grobklastischen Sedimenten bekannt ist, entstammt aller Wahrscheinlichkeit nach einer jüngeren Denudationsperiode. Es sind das die an der Basis der Bozener Quarzporphyrdecke lagernden dyadischen Verrucanobildungen, an deren Bestaude nicht nur Gneisse und Phyllite der Quarzphyllitgruppe, sondern auch Rollstücke dioritischer Gesteine vom Charakter der Klausener Eruptivgesteinstypen Antheil nehmen. Man wird sich schon aus diesen Gründen der zweiten Auffassung zuneigen, für deren Zulässigkeit wir jetzt, nachdem wir die



tektonischen Verhältnisse der Diorite von Klamm im Eisackthal kennen gelernt haben, neue Beweisgründe geltend machen können.

In der genannten Eruptivmasse war der Uebergang aus der flachkuppig übergreifenden Lagerungsform in einen langgestreckten, mit keilförmigen Enden in die phyllitische Umhüllung ausstrahlenden Eruptivgesteinsgang Schritt für Schritt zu verfolgen. Der zu grösserer Breite sich entwickelnde Abschnitt der Eruptivmasse, der heute seines Schiefermantels entkleidet als Kuppe zu Tage tritt, erscheint hier nur als eine locale Erweiterung des unregelmässig begrenzten Spaltenraumes, die ihrer Entstehung nach wohl auf die dynamischen Wirkungen des aufquellenden Magmas selbst zurückzuführen sein dürfte. Die Zertrümmerung von Schichtgesteinen längs der Spaltenwände, die Bildung von Frictionsbreccien und die localen Störungen der Schichtenlage in der Umrandung des Diorits erweisen zur Genüge, dass sich die Eruptionsvorgänge nicht ohne bedeutende mechanische Kraftäusserungen abgespielt haben.

In der Dioritkuppe von Seeben setzen gerade durch jene Regionen, wo sich die Eruptivmasse verschmälert und der Uebergang in die typische Gangform zu erwarten wäre, im Eisackthal und im Tinnebach parallele Dislocationen ein, welche die Gangspalte quer auf ihr Streichen abschneiden. Es blieb uns in diesem Falle nur ein Ausschnitt aus einer derartigen, unregelmässig gestalteten Intrusivmasse erhalten.

Südlich von den Intrusivmassen von Klamm liegen am linken Eisackufer bei dem nun längst ausser Betrieb stehenden Hüttenwerk Sulferbruck Denudationsreste eines isolirten Dioritdurchbruches, der sich tektonisch in das eben besprochene Gangsystem einreicht. Er bildet in einer auffallend schroffen Felspartie die NO.-Ecke des grösstentheils aus Amphibolit bestehenden, steil umrandeten Plateaus von Gufdaun, das den Ausgang des Villnösstales südlich flankirt. Gegen die in der erweiterten Thalmündung stehenden Schmelzhütten stürzt der Diorit in senkrechten Wänden ab; seine Begrenzungsverhältnisse sind hier vom Thalwege aus sehr schön zu überblicken. Eine fast geradlinige, steil aufsteigende Kluft, die man aus der Thalsohle bis auf die Höhe des Plateaus in einem Verticalabstande von nahezu 100 Metern verfolgen kann, trennt die Eruptivmasse von einem thaleinwärts verflächenden Complex dickbankiger Schichtgesteine. Sie ist besonders deutlich an der felsigen Kante des Plateaurandes aufgeschlossen, wo sie in W.30N., also in derselben Richtung durchstreicht, in welcher die Intrusivmassen von Klamm im Phyllit aufsetzen.

Die Schichtgesteine fallen von der Dioritgrenze mit 30—40° in SSW. ab. Es sind lamellarplattige, im Querbruch gebänderte, feldspathführende Gesteine, ähnlich den Bändergneissen, die wir von der Höhe des Seebenkammes und aus dem unteren Tinnebach beschrieben haben. Doch führen sie hier ausser den feinen, mit feldspathigen Lagen alternirenden Lamellen noch häufig dickere Linsen und Platten von reinem Quarz, welche, wie in den typisch entwickelten Quarzphylliten, der Schichtung parallel angeordnet sind.

Dass die genannte Scheidungskluft zwischen Diorit und Bändergneiss nicht als secundäre Dislocation gedeutet werden könne, sondern thatsächlich der Begrenzungsfläche einer Eruptionsspalte entspreche,

lehren die Aufschlüsse in der nordwestlichen Fortsetzung der Eruptivgesteinsgrenze. Wenige Schritte von dem vorbezeichneten Punkte an der Kante des Plateaus beginnt in der NO.-Ecke der die Terrasse bedeckenden Wiesenfläche ein Fussweg, der Anfangs steil, dann in einer engen Serpentine an dem in's Eisackthal abfallenden Gehänge zur Eisenbahnlinie hinabführt. Der oberste Abschnitt dieses Weges entblösst wieder sehr schön die Grenzverhältnisse des Diorits. An das gleichmässig körnige, unregelmässig klüftige Eruptivgestein, das seiner Constitution nach als augitführender Quarzglimmerdiorit zu bezeichnen ist, schliessen sich hier in einer etwa 2 Meter breiten Zone Gesteinstypen von porphyrtiger Textur an, wie sie in den Verdingser Spalten den Uebergang in die Noritporphyrite vermitteln. Schon der makroskopische Befund ergibt eine Sonderung des Gesteinsbestandes in Grundmasse und Einsprenglinge. Die Grundmasse bleibt durchaus körnig. Durch dunklere Färbung und dünnplattige Klüftung hebt sich die Randzone sehr scharf von dem gleichmässig körnig erstarrten Eruptivgestein der Gangmasse ab. Die geschichteten Grenzgesteine, welche gerade im Streichen der Gangspalte einer über den Weg sich erhebenden Steilwand entlang auf eine Erstreckung von ungefähr 70 Schritten blossgelegt sind, zeigen in ausgezeichneter Weise die für den Rand der Intrusivmassen charakteristische Zertrümmerung. Die in ihrer äusseren Erscheinungsform so vielgestaltigen, bald planparallel gebänderten, bald gekröseartig gefälten und gewundenen, bald heller, bald dunkler gefärbten Bändergneisse lassen die Trümmerstructur sehr deutlich hervortreten; die eckigen, meist über fusslangen Gesteinsschollen liegen wirt durcheinander, ihre stets leicht kenntlichen Schicht- und Structurlinien durchkreuzen sich hiebei in den verschiedensten Richtungen und geben ein auffallend buntes Aufschlussbild; kleinere Gesteinsfragmente erfüllen die Lücken zwischen den grösseren Gneisschollen. Fremdes Gesteinsmaterial ist nirgends nachzuweisen. Obwohl ein eigentliches Cement fehlt, erscheint doch das Ganze als eine compacte, in glatter Wand brechende Gesteinsmasse.

Die porphyrtigen Structurabänderungen an der Eruptivgesteinsgrenze und die Zertrümmerung der in ihrer Umrandung auftretenden Schichtgesteine rechtfertigen zur Genüge die oben gegebene Deutung. Die vom Villnössthal aus sichtbare Grenzklüft ist als Südrand einer mächtigen in W.30N. durchstreichenden Gangspalte zu betrachten, von deren Füllung uns jedoch nur ein kümmerlicher Rest in den die Nordostecke des Gufidauner Plateaus bei Sulferbruck zusammensetzenden Dioriten erhalten geblieben ist.

Im Süden der hier besprochenen Gangmasse liegen, auf schmalen Secundärspalten in lamellarem Gneiss, Schiefern und Amphiboliten aufsteigend, porphyrisch erstarrte Eruptivgesteine. Sie stehen zu den Dioriten von Sulferbruck petrographisch und tektonisch in demselben Verhältnisse, wie die porphyrisch ausgebildeten Gesteine des nördlichsten der Verdingser Gänge (V. der in Text gedruckten Skizze) zu der vorwiegend körnig erstarrten Gesteinsfüllung der zertrümmerten Verdingser Hauptgangspalte. Es sind Vertreter der als Noritporphyrit bezeichneten Gesteinsabänderungen. In frischem Zustande besitzen sie in Farbe und Textur vollständig den Habitus eines Melaphyrs, und

unter dieser Bezeichnung wurden sie auch von Richthofen<sup>1)</sup> und später in grösserer Ausführlichkeit von Pichler<sup>2)</sup> beschrieben. Unter dem Einflusse von Verwitterungserscheinungen nehmen sie lichtere graue Farben an; sie sind dann zumeist stark mit Schwefelkies imprägnirt, und an Stelle des dichten Gefüges tritt ein undeutlich körniger, erdiger Bruch.

Die Noritporphyrite von Sulferbruck setzen in Spalten von geringem Querschnitt auf, rechtfertigen somit auch tektonisch ihre Deutung als besondere, nur durch die raschere Abkühlung bedingte Erstarrungs-Modifikation des körnigen Augitgesteines. Mit diesen Daten scheinbar in Widerspruch stehen die Beobachtungen, welche Pichler in seiner letzten, auf die Vorkommnisse von Sulferbruck bezüglichen Notiz (Neues Jahrb. 1880, pag. 173) mitgetheilt hat. Pichler spricht hier von „einer zusammenhängenden Melaphyrmasse von mindestens 30 Metern Mächtigkeit, welche senkrecht den Aktinolithschiefer durchbricht und nach oben als mächtiger Kamm nach Süd fortsetzt.“ Und weiter: „Er bildet gegen den Aktinolithschiefer eine Breccie, die sich wohl auch in die Aktinolithschiefer drängt und früher, so wie der Aktinolithschiefer selbst, auf den Diorit bezogen wurde. Das Verhältniss zum Diorit am Sporn bei Sulferbruck konnte nicht ermittelt werden. Der Melaphyr ist stellenweise weisslichgelb und schwärzlichgrau geflammt.“ Das eigenthümliche dunkle, hie und da lichter geflammte, im frischen Bruch schillernde Gestein, auf welches sich die vorstehenden Beobachtungen Pichler's beziehen, macht allerdings auf den ersten Blick den Eindruck eines melaphyrartigen Eruptivgesteines, und wurde auch von uns bei der ersten Begehung als solches aufgefasst und kartirt. Eine spätere, sorgfältigere Untersuchung führte jedoch zur Ueberzeugung, dass diese Gesteine nur locale, aus Zersetzungs Vorgängen resultirende Abänderungen des Strahlstein-Amphibolits repräsentiren.

Der Uebergang aus den dunklen, gefleckten Gesteinen in normale Amphibolite ist an den Aufschlüssen längs der Bahnlinie Schritt für Schritt zu verfolgen. Zu gleichem Resultat gelangt man, wenn man in dem Wasserriss, der oberhalb eines an der Bahnlinie liegenden Tümpels ausmündet, zum Plateaurande emporsteigt. Die dunklen, massigen Gesteine, welche den Südrand dieses Grabens bilden, setzen deutlich bis auf den von Pichler erwähnten randlichen Kamm fort, stehen aber hier allenthalben mit normalen Amphiboliten in Verbindung. An der Wand, welche die Mündung dieses mit Schutt erfüllten Wasserrisses südlich begrenzt, setzt in diesem Gestein ein kaum fussbreiter, etwas unregelmässig gestalteter Gang eines durch Zersetzung entfärbten, lichtgrauen Noritporphyrites auf; das echte und das irrthümlich als Melaphyr (resp. Noritporphyrit) bezeichnete Gestein sind hier unmittelbar nebeneinander entblösst und ermöglichen eine directe Vergleichung, welche sofort über die Verschiedenartigkeit beider Gesteine entscheidet.

<sup>1)</sup> Umgebung von Predazzo, pag. 159.

<sup>2)</sup> Neues Jahrbuch f. Mineral. 1871, pag. 272; 1879, pag. 142 und 1880, pag. 173.

Der Zusammenhang der dunklen, lichtgeflamnten Gesteine mit den unveränderten Amphiboliten war nach den darauf bezüglichen Gesteinsproben auch in Dünnschliffen sehr schön zu verfolgen. Die lichtgrüne, strahlsteinartige Hornblende zeigt in zersetzten Gesteinen eine graue Trübung unter gleichzeitiger Bildung von Epidot und von opaken, wohl aus Eisenverbindungen bestehenden Körnern. In den letzten Stadien dieser Umwandlung sind die Hornblendereste nur noch an den eigenthümlichen, ohne scharfe krystallographische Begrenzung endigenden Faserbüscheln erkennbar, welche die Längsschnitte dieses Mineralen charakterisiren. Die bei der Zersetzung neugebildeten opaken Substanzen bedingen offenbar die dunkle Färbung der in Rede stehenden Gesteine. (Vgl. Anhang, 2. Ueber Amphibolit.)

Mit den Noritporphyriten von Sulferbruck äusserlich vollkommen übereinstimmend ist das Gestein der Gangmassen, die im Villnössthal am linken Ufer des Baches, der Ausmündung eines von Nafen herabziehenden Grabens gegenüber, im Phyllit aufsetzen. Richthofen hat zuerst auf diese Gänge aufmerksam gemacht, Pichler (N. Jb. f. Min.) hat sie später genauer beschrieben. Der mächtigere dieser Gänge ist längs des Thalweges in circa 4 Meter Breite aufgeschlossen; er ist beiderseits von Reibungsbreccien begleitet und sendet thalaufwärts eine keilförmige Apophyse in den Phyllit aus. Die Gänge verqueren in NNO. die Thallinie, liegen also in der Streichungsrichtung der für das Klausener Eruptivgebiet charakteristischen jüngeren Querdislocationen. Die mikroskopische Untersuchung zeigte, dass man es auch hier nicht mit echten Melaphyren im Sinne Rosenbusch's zu thun habe. Das Gestein ist ein Diabasporphyrit, welcher neben gewöhnlichem Augit vereinzelt Durchschnitte von Enstatit enthält. Die feinkrystallinische Grundmasse überwiegt bedeutend über die Einsprenglinge. Das Gestein schliesst sich demnach zunächst an die durch reichlicheren Gehalt an monoklinem Augit charakterisirte Ausbildungsform des Noritporphyrites an, welche wir aus dem Gange III des Verdinger Spaltensystems kennen gelernt haben.

Auf dem linken Eisackufer konnten, soweit hier unsere Begehungen reichten, noch an 3 Stellen isolirte Eruptivgesteinsgänge nachgewiesen werden: Der erste längs des Waldweges, der östlich von Sulferbruck, an der nördlichen Thalecke des Villnössbaches beginnend, zum Plateau von Nafen emporführt (circa 150 Meter über dem Eisackthal), — ein zweiter im Eisackthal selbst, wenige Schritte südlich von dem Bahnwächterhäuschen Nr. 150 an einem oberhalb der Schienenstrecke hinziehenden Fahrwege, — ein dritter endlich auf der Blumwiese, einer etwa 400 Meter über dem Eisackthal liegenden Glacialterrasse, über welche ein Karrenweg von Theiss nach Albeins führt. Ueber eines dieser Vorkommnisse, den Eruptivgesteinsgang bei dem Wächterhause Nr. 150, wurden schon in einem Berichte über die ersten Begehungen in diesem Gebiete einige Mittheilungen veröffentlicht (Verhandl. geol. Reichsanstalt 1880, pag. 92.) Das Gestein wurde dort ganz im Allgemeinen als Porphyrit bezeichnet. In seiner structurellen Ausbildung schliesst sich dasselbe, ebenso wie die Gesteine der beiden anderen Gangmassen enge an jene Typen an, welche im Tinnebach und im Bereiche der Verdinger Durchbrüche eine Zwischenstufe zwischen den gleichmässig körnigen Noriten und den Noritporphyriten bilden. Ueberall heben sich

scharf umrandete Einsprenglinge von Plagioklas und Augit aus der feinkörnig-krystallinen Grundmasse heraus. Die Augite sind selten frisch genug, um eine schärfere Diagnose zu ermöglichen, doch steht das mikroskopische Gesamtbild, ebenso wie der makroskopische Habitus mit der vorstehenden Deutung in vollständigstem Einklang.

Die Streichungsrichtung dieser Gangbildungen ist aus den vorhandenen Aufschlüssen mit Sicherheit nicht zu ermitteln.

## II. Petrographischer Theil.

### A. Eruptivgesteine.

In der folgenden Beschreibung der Gesteine werden zuerst die wesentlichen und die wichtigsten accessorischen Gemengtheile beschrieben werden, woran sich dann eine Beschreibung der verschiedenen Structurverhältnisse dieser Gesteine schliessen wird; hierauf werden die wichtigsten Ausbildungsformen an typischen Gesteinsvorkommen beschrieben, dann die chemische Beschaffenheit der Gesteine in einer Reihe von Analysen vorgeführt werden, worauf sich zum Schluss eine Besprechung über die Stellung der beschriebenen Gesteine im petrographischen System schliessen wird.

Die diese Gesteine zusammensetzenden Mineralien, wobei von den sich erst bei der Zersetzung der Gesteine bildenden abgesehen wurde, sind folgende: Plagioklas, rhombischer Augit (sowohl Hypersthen als Enstatit), monokliner Augit (gewöhnlicher und Diallag), Biotit, Orthoklas, Quarz, Magnetit und Apatit; ausserdem treten noch an den Contacträndern hie und da Spinell (Pleonast) und Turmalin in das Gesteinsgemenge ein.

#### a) Beschaffenheit der einzelnen Gemengtheile.

Der Hauptgemengtheil aller dieser Gesteine ist der Plagioklas. Derselbe ist sowohl in den körnigen, als auch in den porphyrischen Varietäten in Form leistenförmiger Krystalle ausgebildet. Bei den körnigen ist die terminale Begrenzung meist eine unregelmässige, und die Krystalle, die sich bei ihrer Ausbildung gegenseitig gehindert haben, sind nicht schön ausgebildet. Bei den porphyrischen Gesteinen dagegen sind die einzelnen kleinen Plagioklasleistchen meist sehr scharf krystallographisch begrenzt. In den meisten Gesteinen ist der Plagioklas noch recht frisch und seine polysynthetische Zwillingzusammensetzung deutlich sichtbar. Bei seiner Zersetzung wird er in ein grauweisses, körniges Aggregat verwandelt und zeigt dann natürlich keine Zwillingstreifung mehr. In diesem Zustande ist er besonders in den, unter diesen Gesteinen befindlichen Quarzglimmerdioriten von dem Orthoklas nicht mehr zu unterscheiden.

An Einschlüssen ist der Plagioklas ziemlich arm, er enthält hie und da Einschlüsse von Augitkörnchen und besonders an manchen Stellen angehäuft zahlreiche Apatitnadelchen. Der Plagioklas aus dem körnigen Gestein vom Oberhofer-Nock, der, wie sich im Dünnschliffe herausstellte, ziemlich frisch und an manchen Stellen ein fast glasiges

Aussehen hat, wurde nach der Goldschmied'schen Methode mit Jodkaliumjodquecksilber-Lösung isolirt und einer chemischen Analyse unterzogen. Bei dieser Trennung wurde, nachdem zuerst der Magnetit, Augit und Biotit entfernt worden war, bei einer Dichte von 2·697 der Lösung ein Theil des Plagioklases gewonnen. Bei einer ganz geringen Verdünnung der Lösung bis zur Dichte 2·682 fiel auch der übrige Theil des Plagioklases. Diese beiden Theile wurden nun gesondert, chemisch untersucht, und es ergaben sich dabei folgende Resultate:

	Plagioklas bei der Dichte 2·697 gefallen	Plagioklas bei der Dichte 2·682 gefallen
$SiO_2$ . . . . .	55·79 Proc.	56·46 Proc.
$Al_2O_3$ . . . . .	27·08 "	26·51 "
$Fe_2O_3$ . . . . .	Spur	Spur
$CaO$ . . . . .	9·83 "	9·93 "
$MgO$ . . . . .	Spur	Spur
$K_2O$ . . . . .	0·54 "	0·74 "
$Na_2O$ . . . . .	5·96 "	5·73 "
Glühverlust . . . .	0·97 "	1·02 "
Summe . . . . .	100·17 Proc.	100·39 Proc.

Aus diesen beiden Analysen, die genau genug mit einander übereinstimmen, ergibt sich, dass in diesem Gestein nur ein Plagioklas vorhanden ist, der nach der Tschermak'schen Eintheilung der Feldspathe zwischen Andesin und Labradorit zu stehen kömmt und als ein dem Labradorit nahestehender Andesin bezeichnet werden kann. Zur Vergleichung gebe ich die Analysen des theoretischen letzten, dem Labradorit nahestehenden Andesins und des dem Andesin am nächsten stehenden Labradorits nach G. Tschermak:

	Andesin (Dichte 2·684)	Labradorit (Dichte 2·694)
$SiO_2$ . . . . .	57·3 Proc.	55·4 Proc.
$Al_2O_3$ . . . . .	27·3 "	28·5 "
$CaO$ . . . . .	8·9 "	10·4 "
$Na_2O$ . . . . .	6·5 "	5·7 "
Summe . . . . .	100·0 Proc.	100·0 Proc.

Wie schon oben erwähnt, kommt in diesen Gesteinen auch Orthoklas vor. Derselbe erscheint meist in grösseren, mehr rundlichen Krystalldurchschnitten und ist mit Sicherheit nur in den seltensten Fällen nachweisbar. Meist ist derselbe vollständig entweder in eine weissgrüne kaolinartige Masse oder in Kaliglimmer verwandelt. In den Quarzglimmerdioriten ist derselbe von dem mit ihm vorkommenden, häufig ebenfalls vollkommen zersetzten Plagioklas nicht zu unterscheiden und seine Anwesenheit nur aus der chemischen Zusammensetzung des Gesteines zu erschliessen. In den porphyrischen Gesteinen sinkt der Orthoklas nicht wie der Plagioklas zu kleinen Kryställchen herab, sondern er erscheint so wie in den körnigen Gesteinen in grossen, rundlichen Krystalldurchschnitten, die aber bei ihrer Zersetzung nicht

in eine kaolinartige Masse, sondern in Kaliglimmer verwandelt erscheinen. Hie und da kommen aber doch noch halbwegs frische Krystalle vor, an denen nachgewiesen werden kann, dass der Orthoklas theils in einfachen Krystallen, theils in Carlsbader Zwillingen ausgebildet ist. Die Menge des Orthoklases in den porphyrischen Gesteinen ist aber immer eine sehr untergeordnete, während sie in den Quarzglimmerdioriten, der chemischen Analyse nach zu schliessen, in etwas grösserer Menge vorkommen. Fast in allen körnigen Gesteinen, die nur etwas mehr Quarz führen, ist der Feldspath mit dem Quarz mikropegmatitisch verwachsen. Diese Verwachsung ist eine verschieden ausgebildete; während bei manchen Gesteinen bei dieser Verwachsung die einzelnen Feldspath- und Quarzpartikelchen deutlich schon in gewöhnlichem Lichte sich von einander abheben, indem der Quarz wasserhell, der Feldspath aber grau getrübt erscheint, ist in vielen Fällen die Verwachsung eine ausserordentlich feine und zarte und tritt dieselbe erst im polarisirten Licht deutlich hervor. In vielen Gesteinen ist dieser Mikropegmatit nur hie und da an einzelnen Stellen vorhanden, während bei manchen quarzreichen Gesteinen der Mikropegmatit einen wesentlichen Bestandtheil des Gesteines bildet und wie eine Grundmasse die anderen Bestandtheile umgibt.

Nächst dem Plagioklas ist Augit der wichtigste Gemengtheil, und zwar kommen in diesen Gesteinen hauptsächlich rhombische Augite vor und nur in geringerer Menge monokline. Von rhombischen Augiten ist sowohl Hypersthen als Enstatit vorhanden.

Der Hypersthen erscheint meist in braunrothen Krystallkörnern von verschiedener Grösse. Hie und da jedoch sind auch ausgebildete Krystalldurchschnitte in den Schliften zu sehen. An diesen Krystalldurchschnitten konnte auch die optische Orientirung genau nachgewiesen werden, so dass kein Zweifel ist, dass man es hier wirklich mit Hypersthen zu thun hat. Querschnitte von Hypersthen von fast rechtwinkliger Form, zeigten parallele Auslöschung zu ihrer Umgrenzung. Es sind also bei diesen Krystallen die Pinakoide weit stärker als die Prismenflächen entwickelt, die nur in Form einer kleinen Abstumpfung in den Querschnitten erscheinen. Diese Querschnitte im Mikroskope mit der Condensorlinie betrachtet, liessen den Austritt einer optischen Mittellinie erkennen und es liess sich nachweisen, dass dieselbe positiv ist. Es stimmt dies vollkommen mit den optischen Eigenschaften des Hypersthens überein, bei dem die *c* Axe die stumpfe Bissectrix ist. Da nun der Hypersthen optisch negativ ist, so muss die *c* Axe optisch positiv erscheinen. Die für die Hypersthene charakteristische Mikrostruktur, bestehend in regelmässig angeordneten Interpositionen, wurde hier nirgends gefunden.

Bei der Zersetzung der Gesteine geht der Hypersthen in ein lichtgrau-grünes, faseriges Mineral über, so wie der später zu beschreibende Enstatit. Im Anfang tritt diese Umwandlung nur an einzelnen Stellen auf, bis endlich der ganze Hypersthen in ein parallel-faseriges bastitartiges Mineral verwandelt ist. Dieses Mineral zeigt im Schriff gerade Auslöschung und kann wohl als Bastit bezeichnet werden. Bei weiterer Zersetzung bilden sich dann trübe graugrüne oder auch braune faserige Zersetzungsproducte, die keine genauere optische Prüfung erlauben.

Der neben Hypersthen in diesen Gesteinen vorkommende *Enstatit* lässt sich nicht scharf vom ersteren trennen. Derselbe ist meist zersetzt und in kleineren Individuen ausgeschieden, so dass eine genauere Bestimmung der optischen Eigenschaften nicht möglich war. In frischem Zustande erscheint er im Schliff farblos oder mit einem geringen Stich in's Rothe, in welchem Fall er pleochroitisch ist. Eine strenge Scheidung des rhombischen Augites in Hypersthen und Enstatit konnte also nicht durchgeführt werden. Es wurden die braun bis kupferrothen, stark pleochroitischen rhombischen Augite als Hypersthen angenommen, wie sich dies auch durch die optische Orientirung nachweisen liess, während die farblosen oder kaum merklich pleochroitischen rhombischen Augite als Enstatit betrachtet wurden. Von dem Hypersthen unterscheidet sich der in diesem Gestein auftretende Enstatit auch etwas in der Form. Letzterer erscheint nämlich in den Dünnschliffen in unregelmässig begrenzten, fein geradlinig gestreiften länglichen Partien, während der Hypersthen mehr in Krystallkörnern oder auch in kurzen Säulchen entwickelt ist.

Bei der Zersetzung geht der Enstatit in Bastit über, indem neben der ursprünglich vorhanden gewesenen Streifung eine feine Längsfaserung sich bemerkbar macht, während zugleich meist eine Aeuderung der Farbe eintritt, indem diese faserigen Stellen ganz lichtgrün oder schwach bräunlich gefärbt erscheinen und ebenso wie der frische Enstatit gerade Auslöschung zeigen. Diese Umsetzung schreitet natürlich bei weiterer Zersetzung immer mehr vor, bis endlich der ganze Enstatit in ein grün oder braun faseriges Aggregat verwandelt ist.

Ausser rhombischem Augit kommt, wie schon früher erwähnt, auch monokliner Augit vor. Derselbe ist meist Diallag, der in den Schliffen in Form von unregelmässig begrenzten Partien meist mit dem Hypersthen oder mit Biotit verwachsen vorkommt. Er ist schwach pleochroitisch und zeigt die für den Diallag so charakteristischen opaken Interpositionen, die parallel dem Orthopinakoid angeordnet sind. Diese Interpositionen sind theils opake Körnchen, theils Nadelchen und sind dieselben nicht an allen Stellen des Diallages entwickelt, sondern es sind interpositionsfreie Stellen vorhanden, während sich an andern Stellen diese Einlagerungen so häufen, dass der Diallag im Schliff an diesen Stellen fast undurchsichtig wird. Im Querschnitt sieht man deutlich neben der prismatischen auch eine feine orthopinakoidale Spaltbarkeit und längs derselben auch Einlagerungen opaker Körnchen und Nadelchen, die ebenfalls häufig an einzelnen Stellen zahlreicher auftreten, während sie an andern Orten fehlen.

Ausser Diallag kommt auch gewöhnlicher monokliner Augit vor. Derselbe erscheint nur in untergeordneter Menge und ist in den meisten Fällen zersetzt. Ein Theil der bastitartig zersetzten Augite hat sich wahrscheinlich aus monoklinem Augit gebildet. Es kommen nämlich zersetzte längsgefasserte, meist die Augitform deutlich zeigende Schnitte in den Schliffen vor, in denen noch einzelne Stellen vorhanden sind, die nicht gerade auslöschen, sondern Auslöschungsschiefen bis zu  $40^{\circ}$  und darüber zeigen. Aber auch ganz typischer gewöhnlicher Augit ist in wenigen dieser Gesteine vorhanden. Derselbe ist von weingelber



Farbe, erscheint in gut ausgebildeten Krystalldurchschnitten und zeigt Auslöschungsschiefen bis zu  $43^\circ$ .

Ueber den fast in allen Gesteinen vorkommenden Biotit ist nichts besonderes zu erwähnen. Derselbe bildet in den Schliften unregelmässige lappige Partien von rothbrauner Farbe. In Schnitten senkrecht zur Spaltbarkeit zeigt er einen ausserordentlich starken Dichroismus zwischen lichtbraungelb und fast schwarzbraun. Er erscheint sehr häufig mit Diallag und rhombischem Augit verwachsen. Bei seiner Zersetzung geht er entweder in ein grünes chloritisches Mineral über, das häufig gelbe Epidotkörnchen eingesprengt enthält, die sich jedenfalls bei dieser Zersetzung als secundäres Product gebildet haben, oder er bildet auch bei seiner Zersetzung die bekannten Kalk- und Epidotlinsen, die sich parallel seiner Spaltbarkeit einlagern und ihm im Schliff fast ein gebändertes Aussehen geben.

Quarz ist in den Gesteinen in sehr wechselnder Menge enthalten, doch führen ihn fast alle, wenigstens in geringer Menge. Er kommt entweder in einzelnen Körnern vor, oder bildet auch Körneraggregate, nie aber erscheint er in gut ausgebildeten Krystalldurchschnitten. Derselbe enthält häufig äusserst dünne, lange Nadeln von Apatit, dann auch nicht eben zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse, die meist an einzelnen Stellen angehäuft sind, ausserdem noch Augitkörnchen und hie und da Biotitförmchen eingeschlossen. Neben diesem körnig vorkommenden Quarz ist, wie schon beim Feldspath erwähnt wurde, derselbe auch mit Feldspath schriftgranitartig verwachsen und bildet entweder kleinere Partien von Mikropegmatit oder auch bei quarzreicheren Gesteinen eine Art Mikropegmatitgrundmasse. Ob in diesen Fällen der Quarz mit Plagioklas oder Orthoklas verwachsen ist, lässt sich nicht bestimmen, da der Feldspath, der mit Quarz verwachsen vorkommt, immer grau getrübt erscheint.

Eine untergeordnete Rolle spielt in diesen Gesteinen der Magnetit. Er erscheint nur in einzelnen Körnern in den Gesteinen vertheilt, manchmal auch an den Biotit attachirt, in welchen er auch als Einschluss vorkommt.

Apatit ist besonders in den quarzreichen Gesteinen ziemlich häufig und erscheint meist in Form langer, spiessiger Nadeln als Einschluss in Quarz oder auch in Feldspath, ist aber auch sonst oft in sehr langen Nadeln, die durch verschiedene Gemengtheile durchsetzen, in den Gesteinen vertheilt.

#### b. Strukturverhältnisse.

Die Hauptmasse der Gesteine ist körnig ausgebildet. Die Grösse der einzelnen Gemengtheile überschreitet dabei aber nie 4—5 Millimeter. Die Quarzglimmerdiorite und ein Theil der hypersthenführenden noritischen Glieder der Klausener Eruptivgesteine gehören zu diesen gröber körnigen Gesteinen. Diese letzteren werden dann immer feinkörniger und gehen in noch immer rein körnige, noritische besonders enstatitreiche Varietäten über, wie sie vornehmlich im Tinnebachgebiet vorkommen. Häufig treten aber einzelne Krystalle, und zwar besonders Paglioklas oder auch zu Kaliglimmer verwandelter Orthoklas, deutlicher hervor, und es erhalten dadurch diese Gesteine einen porphyrtigen Charakter, indem einzelne grössere Feldspäthe aus einer körnigen, aus

kleinen Plagioklasleisten, Enstatit, etwas Biotit und Magnetit bestehenden Grundmasse hervortreten. Bei weiterer Ausbildung dieser Verhältnisse entstehen dann rein porphyrisch ausgebildete Gesteine, bei denen die ausgeschiedenen Mineralien (vornehmlich Plagioklas, einzelne grössere rhombische Augite und hie und da grössere Orthoklase) in einer Grundmasse ausgeschieden erscheinen. Diese Grundmasse ist nun entweder eine feine mikrokrystalline oder auch eine kryptokrystalline, die mit sehr feinem Magnetitstaub durchsetzt ist, oder globulitisch gekörnelt erscheint. Eine wirkliche isotrope Basis konnte mit Sicherheit nur in Spuren in einigen Gesteinen nachgewiesen werden. Es zeigen also die noritischen Glieder dieser Gesteine eine sehr wechselnde structurelle Ausbildung, während die ächten Quarzglimmerdiorite nur körnig entwickelt vorkommen. Auch die Uebergangsglieder zwischen Norit und Quarzglimmerdiorit, wenn sie etwas mehr Quarz enthalten, sind nur körnig ausgebildet.

#### c) Beschreibung der wichtigsten Gesteinstypen.

Wie schon früher erwähnt, kommen sowohl was mineralogische Zusammensetzung als structurelle Ausbildung anbelangt, recht verschieden ausgebildete Eruptivgesteine im Klausener-Gebiet vor, die aber im ganzen Grossen, wenigstens bei der geologischen Beschreibung dieses Gebietes, als Diorite bezeichnet werden können. Es sind Quarzglimmerdiorite, die durch allmähliche Aufnahme von vornehmlich rhombischem Augit, bei gleichzeitigem Zurücktreten des Quarzes und theilweise auch des Glimmers, in Norite übergehen. Ich will nun an einer Reihe von einzelnen Vorkommnissen die verschiedenen Typen dieser Gesteine vorführen, wobei ich von den noritischen Gesteinen ausgehend, allmählig durch verschiedene Uebergangsglieder zu den typischen Quarzglimmerdioriten gelangen werde.

Ein typisches Vorkommen der noritischen Gesteine ist das rein körnige Gestein vom Oberhofer (aus den felsigen Aufschlüssen längs des vom Oberhofer oberhalb Garnstein in den Rothbach führenden Waldweges). Dasselbe besteht aus vorwiegendem Plagioklas, der meist noch ziemlich frisch ist, dann aus stark pleochroitischem Hypersthen, der hie und da auch in Krystallformen auftritt, etwas bastitisch zersetztem Enstatit, nicht gerade wenig Diallag, etwas gewöhnlichem monoklinen Augit und geringen Mengen von Magnetit, Orthoklas, Apatit und Quarz, welcher theils in einzelnen Körnern, theils mit Feldspath schriftgranitartig verwachsen im Schriff zu sehen ist. Von der näheren Beschreibung der einzelnen Bestandtheile sehe ich hier ab, weil dieselbe schon bei der allgemeinen Charakteristik der einzelnen Gemengtheile der Klausener Eruptivgesteine gegeben worden ist. Schön ist in diesen Gesteinen die Verwachsung von Hypersthen mit Diallag oder mit Biotit zu sehen. Die Trennung zwischen Hypersthen und Enstatit ist sehr schwer vorzunehmen, da bei der Zersetzung beide in ein faseriges, gerade auslöschendes, bastitisches Zersetzungsproduct übergehen, und nur der Pleochroismus des frischen Hypersthen eine Unterscheidung zwischen beiden ermöglicht.

Der Feldspath dieses Gesteines wurde nach der Goldschmidt'schen Methode reparirt und wurden, wie schon früher erwähnt, bei der

Dichte der Jodquecksilberjodkalium - Lösung von 2·697 ein Feldspath gewonnen, der mit dem bei geringer Verdünnung obiger Lösung fallenden Feldspath identisch war. Derselbe stellte sich als ein, dem Labradorit sehr nahe stehender Andesin heraus.

Dieses Gestein ist also ein typischer Hypersthen-Norit, wie er von anderen Orten bekannt ist. Das Vorkommen von Diallag, Quarz und Biotit, neben rhombischem Augit ist geradezu charakteristisch für manche der bis jetzt bekannten Norite.

Dieses Gestein wurde einer chemischen Untersuchung unterzogen und ergab dieselbe folgende Resultate:

Kieselsäure . . . . .	56·72 Proc.
Thonerde . . . . .	16·90 "
Eisenoxyd . . . . .	4·14 "
Eisenoxydul . . . . .	6·28 "
Kalk . . . . .	7·25 "
Magnesia . . . . .	4·62 "
Kali . . . . .	0·63 "
Natron . . . . .	4·65 "
Glühverlust . . . . .	0·75 "
Summe . . . . .	101·94 Proc.

Einen anderen Typus eines Norites, und zwar eines Enstatit-norites stellt das Gestein dar, welches den Ast IV der Verdingser-Gang-masse dort, wo derselbe den Tinnebach verquert, zusammensetzt (vgl. die Skizze pag. 602). Es ist dasselbe viel feinkörniger ausgebildet, als das vorher beschriebene. Im Schliff erscheint es als ein rein körniges Gemenge von zahlreichen kleinen Plagioklasleisten mit theilweise bastitisch zersetztem Enstatit, zu dem sich noch in kleinerer Menge rothbrauner Biotit und etwas Magnetit gesellen. Der Enstatit ist in unregelmässig begrenzten säulenförmigen Partien vorhanden und ist an vielen Stellen noch recht frisch und fast farblos, zum grossen Theil aber in ein bastitisches, faseriges, lichtgrünes oder lichtgrünbraunes Zersetzungsproduct verwandelt. Einzelne rhombische Augite sind auch röthlich gefärbt und zeigen dem entsprechend Pleochroismus und sind wohl dem Hypersthen zuzurechnen. Quarz ist in diesem Gesteine nur vereinzelt in Körnern vorhanden. Auch dieses Gestein muss als ein typischer Norit, und zwar als ein Enstatitnorit bezeichnet werden.

Die chemische Untersuchung dieses Gesteins ergab folgende Resultate:

Kieselsäure . . . . .	55·80 Proc.
Thonerde . . . . .	17·20 "
Eisenoxyd . . . . .	5·22 "
Eisenoxydul . . . . .	7·13 "
Kalk . . . . .	6·97 "
Magnesia . . . . .	2·76 "
Kali . . . . .	1·23 "
Natron . . . . .	3·62 "
Glühverlust . . . . .	1·23 "
Summe . . . . .	101·16 Proc.

Von derselben Beschaffenheit sind die Gesteine der Gangmasse III der Verdingser Spaltenzüge, aber dieselben sind stark zersetzt, so dass der rhombische Augit schon meist in eine grünbraune faserige, Aggregatpolarisation zeigende Masse verwandelt ist. Bei denselben ist also die Trennung zwischen Hypersthen und Enstatit nicht durchführbar; überhaupt lassen sich die als Hypersthen und Enstatitnorit bezeichneten Typen nur in den seltensten Fällen, nämlich bei sehr frischen Gesteinen, auseinanderhalten.

Diese Gesteine gehen dann dadurch, dass einzelne Individuen besonders hervortreten, in porphyrtartige Glieder über, bei denen einzelne Feldspäthe, und zwar vornehmlich Plagioklase und bastitisch zersetzte rhombische Augite, aber auch hie und da einzelne oft zonaren Bau zeigende Orthoklase, die meist in Kaliglimmer verwandelt sind, in einer feinkörnigen, aus den gewöhnlichen Bestandtheilen der noritischen Gesteine bestehenden Gesteinsmasse liegen. Die porphyrtartige Textur fällt schon makroskopisch auf.

Gesteine von dieser Ausbildung vermitteln im Bereiche der Verdingser Gangzüge den Uebergang aus den gleichmässig körnigen Noriten in die später zu beschreibenden Noritporphyrite. Sie bilden jedoch auch selbstständige Gangmassen, z. B. den isolirten Durchbruch, welcher sich an die Nordgrenze des Diorits von Pardell im Tinnebach anschliesst, ferner die beiden schmalen, thalaufwärts folgenden Gänge des Verdingser Spaltensystems. Die von der erstgenannten Localität vorliegenden Gesteinsproben führen als accessorischen Bestandtheil Spinell. Sie gaben hinlänglich frisches Material zu einer chemischen Untersuchung, deren Resultate hier folgen:

Kieselsäure . . . . .	55.56	Proc.
Thonerde . . . . .	17.92	"
Eisenoxyd . . . . .	6.17	"
Eisenoxydul . . . . .	6.28	"
Kalk . . . . .	5.35	"
Magnesia . . . . .	3.97	"
Kali . . . . .	1.06	"
Natron . . . . .	3.82	"
Glühverlust . . . . .	1.34	"

Summe . . 101.47 Proc.

Der Quarz erscheint in denselben nicht in einzelnen grösseren Körnern, sondern in der feinkörnigen Grundmasse, die ihn neben Augit und Plagioklas in kleinen rundlichen Partien enthält, aber immer nur in geringer Menge.

Die vorstehend erwähnten Gesteine gehen nun durch Feinerwerden des Kornes und weitere Ausbildung der porphyrischen Structur in makroskopisch aphanitisch aussehende Gesteine über, die sich aber im Schliff als porphyrisch entwickelt darstellen.

Dieselben sind, sowohl was die Ausbildung der Grundmasse, als auch die Natur der ausgeschiedenen Bestandtheile anbelangt, verschieden entwickelt. Sie lassen sich mit Rücksicht auf das Verhältniss von Grundmasse und Einsprenglingen in zwei Hauptgruppen theilen: In den Gesteinen der einen Gruppe halten sich beide so ziemlich das Gleich-

gewicht, in jenen der zweiten Gruppe überwiegt die Grundmasse weitaus über die Einsprenglinge. Die Gesteine der ersten Gruppe sind zugleich sehr augitreich, die Vertreter der zweiten Gruppe dagegen enthalten wenig Augit, sind jedoch häufig durch einen verhältnissmässig hohen Quarzgehalt ausgezeichnet.

Ein typisches Gestein, das die Ausbildung der ersten Gruppe zeigt, ist das von dem Felssporn vor der Grotte im Tinnebach. Es bildet die Randzone von Noritgang III der Skizze auf pag. 602). Dieses Gestein ist die rein porphyrische Ausbildungsform der Norite. Die im Verhältniss zu den Einsprenglingen nur mässig vorherrschende Grundmasse ist zusammengesetzt aus noch recht frischen, länglichen Plagioklasleistchen und kleinen Säulchen und Körnchen von rhombischem Augit, zwischen welchen sich eine durch zahlreiche Opacit und Ferritkörnchen durchsetzte kryptokrystalline Basis befindet. Die kleinen Augite in der Grundmasse sind zum Theil von lichtrothbrauner Farbe und zeigen Pleochroismus zwischen roth und grün, dürften also Hypersthene sein, ein anderer Theil dieser kleinen Körnchen ist nicht pleochroitisch und fast farblos, kann also wohl als Enstatit angesehen werden. Die in dieser Grundmasse ausgeschiedenen Feldspäthe lassen sich meist deutlich als Plagioklase erkennen und sind häufig in eine trübe graue gekörnelte Masse verwandelt; nicht eben selten kommen aber auch in ein, lebhafte Polarisationsfarben zeigendes Aggregat verwandelte Feldspäthe vor, die wohl als in Kaliglimmer umgewandelte Orthoklase zu deuten sind.

Fast häufiger als der gross ausgeschiedene Feldspath ist der Hypersthen, der in derselben Weise ausgebildet ist, wie in den körnigen Gliedern der Gesteine. Er erscheint im Schlicke in meist recht frischen Körnern oder grösseren unregelmässig begrenzten Partien, die deutlichen Pleochroismus zwischen lichtroth und lichtgrün zeigen und gerade Auslöschung zeigen.

Das ganze Gestein ist durchsetzt von Magnetit, der sich theils in der Grundmasse vertheilt, theils auch in grösseren Körnern gewissermassen porphyrisch ausgebildet vorfindet.

Eine chemische Untersuchung dieses Gesteins ergab folgende Resultate:

Kieselsäure . . . . .	56.85	Proc.
Thonerde . . . . .	16.70	"
Eisenoxyd . . . . .	5.92	"
Eisenoxydul . . . . .	7.13	"
Kalk . . . . .	5.97	"
Magnesia . . . . .	3.25	"
Kali . . . . .	1.91	"
Natron . . . . .	2.78	"
Glühverlust . . . . .	0.54	"
Summe . . . . .	101.05	Proc.

An diese Gesteine schliessen sich die von den Aufschlüssen längs des Fahrweges von Pardell nach Verdings stammenden Noritporphyrite an (IV a der Skizze), welche sich als Vertreter der zweiten Gruppe durch eine weitaus überwiegende Grundmasse auszeichnen. Dieselbe

besteht nicht mehr aus deutlich krystallin ausgebildeten Leistchen von Plagioklas, sondern erscheint durchaus kryptokrystallin und durch Ferritstaub oder graue Körnchen getrübt; hie und da scheinen auch globulitisch gekörnelt isotrope Partien vorhanden zu sein.

Die Grundmasse dürfte grösstentheils aus Feldspath bestehen, wozu sich noch Augitkörnchen gesellen. Die porphyrisch ausgebildeten Feldspäthe lassen sich meist als Plagioklase erkennen, es kommen, aber auch Orthoklase, wenn auch in geringerer Anzahl vor.

Der Augit, der auch porphyrisch ausgeschieden, wenn auch in bedeutend geringerer Menge als der Feldspath vorkommt, ist eben so wie der nur mehr in spärlichen Resten nachweisbare Biotit vollständig zersetzt. Ueberhaupt ist dieses Gestein in einem ziemlich hohen Stadium der Zersetzung begriffen und reichlich mit Schwefelkies imprägnirt.

Ein diesem Gestein sehr ähnliches ist das von Sulferbruck an der Ausmündung des Villnösstales. Es besteht ebenfalls aus einer weitaus vorherrschenden Grundmasse, in der neben Plagioklas viel Quarz und nur in geringer Menge Augit und Biotit ausgeschieden sind. Leider ist dieses Gestein so zersetzt, dass sich über die Beschaffenheit des Augites kaum mehr etwas sagen lässt. Es stellt dieses Gestein wahrscheinlich ein porphyrisches Glied der quarzreichen Norite dar.

Aus dem östlichen Abschnitte der Gangmasse III, welche ein von der Pardeller Terrasse in den Tinnebach führender Fussweg verquert (3 der Skizze), liegen Gesteinsproben vor, die eine etwas andere Beschaffenheit zeigen, als die aus demselben Gange stammenden porphyrischen Gesteine, die wir früher aus dem Tinnebach beschrieben haben. Sie erscheinen ebenso wie an dem letztgenannten Punkte als Salband des körnigen Gesteins der Gangmitte.

Das recht frische Gestein besteht aus einer kryptokrystallinen, mit einzelnen Magnetiten und ausserordentlich zahlreichen opacitischen Körnchen durchsetzten Grundmasse, welche grosse, frische Plagioklase, bastitisch zersetzten Enstatit und ziemlich bedeutende Menge eines vollkommen frischen im Schliff weingelb erscheinenden monoklinen Augits enthält, der theils in unregelmässig begrenzten Partien, theils in wohl ausgebildeten Krystalldurchschnitten im Dünnschliffe erscheint. Diese Durchschnitte zeigen häufig einzelne lamellare Zwillingeinlagerungen nach den Orthopinakoid. Dieses Gestein enthält Einschlüsse von Quarz mit Resten von Feldspath und Biotit, erinnernd an die quarzreichen Feldsteine, die bei anderer Gelegenheit erwähnt werden sollen. Diese porphyrisch ausgebildeten Gesteine müssen, da in denselben mit Ausnahme des letztbeschriebenen Gesteins der rhombische Augit neben dem Plagioklas entschieden die Hauptrolle spielt, als *Noritporphyrite* bezeichnet werden. Das letztbeschriebene Gestein nähert sich durch seinen hohen Gehalt an monoklinem Augit den Diabasporphyriten, aber selbst in diesem Gestein ist der rhombische Augit ebenso stark entwickelt wie der monokline.

Gehen wir wieder zu den körnigen Noriten zurück, so sehen wir, dass dieselben durch Aufnahme von Quarz *Quarznorite* bilden, und zwar können wir hier auch in einzelnen Fällen Hypersthen und Enstatitquarznorite unterscheiden. Im Allgemeinen ist die Entschlei-

zung zwischen Hypersthen und Enstatit nicht durchführbar und deshalb auch der Unterschied zwischen Hypersthen- und Enstatitnorit nicht strenge festzuhalten.

Typische Vertreter der hypersthenführenden Quarznorite liegen aus dem Vildarthale und aus dem östlichen Abschnitte der Eruptivmasse des Pfundererberges, den Aufschlüssen zwischen Johannser- und Muttlerhof vor.

Dieselben sind rein körnig ausgebildet und enthalten neben recht frischem Plagioklas ziemlich viel Hypersthen und Biotit und in bedeutender Menge Quarz, der meist in Körnern, aber auch mit Feldspath verwachsen in Form von Mikropegmatit vorkommt. Der Feldspath ist meist recht frisch, als Plagioklas erkennbar, zum Theil aber auch verwittert und in eine graukörnige Masse verwandelt. Ein Theil des zersetzten Feldspathes scheint Orthoklas zu sein, wenigstens zeigt die chemische Analyse dieser Gesteine einen verhältnissmässig hohen Kaligehalt.

Dieselbe ergab folgende Resultate:

	Gestein aus dem Vildarthal (mittlerer Thalabschnitt).	Gestein zwischen Johannser- und Muttlerhof.
Kieselsäure . . . . .	59.97 Proc.	64.12 Proc.
Thonerde . . . . .	16.93 "	16.50 "
Eisenoxyd . . . . .	2.41 "	2.71 "
Eisenoxydul . . . . .	4.83 "	4.26 "
Kalk . . . . .	5.10 "	4.76 "
Magnesia . . . . .	3.61 "	2.34 "
Kali . . . . .	1.32 "	1.92 "
Natron . . . . .	3.87 "	3.92 "
Glühverlust . . . . .	1.60 "	0.73 "
Summe . . . . .	99.64 Proc.	101.26 Proc.

Zu den Quarznoriten gehören auch die hauptsächlich neben Plagioklas und rhombischem, bastitisch zersetztem Augit, in geringer Menge Biotit und etwas Diallag führenden, quarzreichen Gesteine, welche in zahlreichen Proben aus der Umwandung der Eruptivmasse des Vildarthales vorliegen, und zwar hauptsächlich von Localitäten entlang der südlichen (oberer Weissbachl-Samberg) und nördlichen (Morgennok-Pfreinalpe) Grenze dieser Masse. Sie stammen zumeist unmittelbar von der Eruptivgesteinsgrenze, aus den durch gleichmässig feinkörnige Textur ausgezeichneten Varietäten der Grenzregion.

Von den vorhergehend beschriebenen Quarznoriten unterscheiden sie sich nur durch ihren bastitisch zersetzten rhombischen Augit, der an frischen Stellen fast farblos ist und daher wohl dem Enstatit zugerechnet werden kann. Die Grenze zwischen diesen beiden Varietäten ist aber durchaus nicht scharf, die hypersthenführenden Quarznorite enthalten auch Enstatit und umgekehrt. Der Quarz erscheint in denselben meist in Körnern, aber auch häufig als Mikropegmatit.

Diesen Gesteinen sehr nahe stehend ist das aus einem Hangenschlag des Theresiastollens im Pfunderer Bergbau. Dasselbe enthält

neben ziemlich zersetztem Plagioklas und theilweise bastitisch verändertem Enstatit sehr viel Diallag, von der schon in der allgemeinen Beschreibung der Gemengtheile gegebenen Beschaffenheit, der sehr häufig mit Enstatit verwachsen ist und einer ausserordentlichen Masse von Mikropegmatit, so dass die einzelnen Feldspäthe und Augite wie in einer aus Mikropegmatit bestehenden Grundmasse ausgeschieden erscheinen. Dieses Gestein ist auch reich an grossen, langen Apatitnadeln, die durch verschiedene Gemengtheile durchsetzend besonders an manchen Stellen ziemlich häufig vorkommen, während andere Theile des Gesteines fast frei davon sind.

Die Quarznorite gehen nun durch noch mehr Aufnahme von Quarz, Zurücktreten des Augits und constantes Auftreten des Biotits in Gesteine über, die schon den echten Quarzglimmerdioriten nahe stehen und als augitführende Quarzglimmerdiorite bezeichnet werden können. Leider sind dieselben schon sehr zersetzt, und ist der Augit kaum mehr bestimmbar. Er dürfte wohl zum grössten Theil rhombischer Augit gewesen sein. Diese Gesteine zeigen auch an den Stellen, wo sie in der Nähe des Contactes mit den Schiefern vorkommen, Turmalin, der in kleinen, faserigen, zwischen lichtbraun und blau pleochroitischen Säulchenaggregaten vertheilt erscheint.

Zu diesem Typus der Gesteine, und zwar ohne Turmalinführung gehören einige Vorkommnisse aus den Vildarthal und das Gestein vom Kanzele an dem Ostabhang des Seebenkammes.

Bei denselben ist mit Ausnahme des letzteren der Biotit recht frisch und in grosser Menge vorhanden, während die Augite vollkommen zersetzt sind und nur an ihrer Umgrenzung erkannt werden können. Der Quarz ist meist in grossen Körnern vorhanden, selten bildet er mit Feldspath Mikropegmatit. Im Vildarthal wechseln diese Gesteine regellos mit augitfreien Typen. Sie führen nicht selten Turmalin.

Bei vollkommenem Zurücktreten des Augites bilden sich dann die Gesteine heraus, die als typische Quarzglimmerdiorite bezeichnet werden können. Dieselben enthalten neben überwiegendem Plagioklas, der meist vollkommen in eine graukörnige, kaolinartige Masse zersetzt ist und nur in seltenen Fällen seine Bestimmung als trikliner Feldspath erlaubt und, wie sich aus der chemischen Analyse dieser Gesteine schliessen lässt, etwas ebenfalls vollkommen zersetzten Orthoklas, sehr viel Quarz, der fast nur in Körnern im Gesteine ausgebildet ist und nur sehr selten mikropegmatitisch mit Feldspath verwachsen erscheint, nicht gerade viel Glimmer und nur in den seltensten Fällen einzelne (vollkommen zersetzte) Augite. Auch diese Gesteine sind, wie überhaupt alle körnigen Eruptivgesteine des Klausener Gebietes an den Contactstellen turmalinführend.

In der Dioritkuppe von Seeben, der Gangmasse von Pardell und den Aufschlüssen des Vildarthales besitzen diese sauersten Glieder der dioritischen Gesteinsreihe ihre Hauptverbreitung. Die chemische Untersuchung einer Gesteinsprobe aus dem Vildarthal (felsiger Pfad an der linken Seite der Thalschlucht, von der Mündung des Weissbachls  $\frac{1}{2}$  Stunde thaleinwärts), ergab die folgenden Resultate:



Kieselsäure . . . . .	70·17	Proc.
Thonerde . . . . .	11·10	"
Eisenoxyd . . . . .	1·92	"
Eisenoxydul . . . . .	2·86	"
Kalk . . . . .	3·34	"
Magnesia . . . . .	1·23	"
Kali . . . . .	3·23	"
Natron . . . . .	3·77	"
Glühverlust . . . . .	1·87	"
Summe . . . . .	99·49	Proc.

d) Chemische Beschaffenheit der Gesteine.

Wie schon die bei der Beschreibung der einzelnen Gesteinsvorkommnisse gegebenen chemischen Analysen zeigen, sind diese Gesteine je nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung auch chemisch verschieden beschaffen. So wie die noritischen Gesteine durch allmähliche Uebergänge mit den Quarzglimmerdioriten verbunden sind, so ist es auch mit der chemischen Zusammensetzung der Fall. Die Gesteine bilden, was den Kieselsäuregehalt anbelangt, eine von den Noriten durch die Quarznorite zu den Quarzglimmerdioriten aufsteigende Reihe. Die structurelle Ausbildung übt, wie schon im voraus zu erwarten war, keinen Einfluss auf die chemische Zusammensetzung, so dass die quarzarmen, noritischen Gesteine, mögen sie nun körnig oder porphyrisch ausgebildet sein, eine fast gleiche chemische Beschaffenheit zeigen.

Im Folgenden gebe ich eine Zusammenstellung der chemischen Analysen der verschiedenen Gesteine, und zwar aufsteigend nach dem Kieselsäuregehalt geordnet.

	Norit mit beginnender porphyrischer Ausbildung aus dem Tinnebach	Feinkörniger Norit aus dem Tinnebach	Typischer Norit vom Oberhofer	Noritporphyrit aus dem Tinnebach	Quarznorit aus dem Vildarthal	Quarznorit-Aufschlüsse zwischen Johanner und Mutter	Quarzglimmerdiorit aus dem Vildarthal
	P r o c e n t						
Kieselsäure . . . . .	55·56	55·80	56·72	56·85	59·97	64·12	70·17
Thonerde . . . . .	17·92	17·20	16·90	16·70	16·93	16·50	11·10
Eisenoxyd . . . . .	6·17	5·22	4·14	5·92	2·41	2·71	1·92
Eisenoxydul . . . . .	6·28	7·13	6·28	7·13	4·83	4·26	2·86
Kalk . . . . .	5·35	6·97	7·25	5·97	5·10	4·76	3·34
Magnesia . . . . .	3·97	2·76	4·62	3·25	3·61	2·34	1·23
Kali . . . . .	1·06	1·23	0·63	1·91	1·32	1·92	3·23
Natron . . . . .	3·82	3·62	4·65	2·78	3·87	3·92	3·77
Glühverlust . . . . .	1·34	1·23	0·75	0·54	1·60	0·73	1·87
Summe . . . . .	101·47	101·16	101·94	101·05	99·64	101·26	99·49

Die chemischen Analysen dieser Norite lassen eine grössere Uebereinstimmung mit der Zusammensetzung der Diorite, speciell der Augitdiorite erkennen, als mit jener der Diabase. Es erklärt sich das wohl aus der Beschaffenheit des Feldspathes, der, wie die chemische Analyse desselben ergab, dem Andesin zuzurechnen ist, während die Diabase meist einen basischeren Feldspath führen und aus dem Vorherrschen des durch einen höheren Kieselsäuregehalt ausgezeichneten rhombischen Augites gegenüber dem monoklinen. Aus den chemischen Analysen der quarzreicheren Gesteine, speciell der Quarzglimmerdiorite, ergibt sich ferner, was in den Dünnschliffen mit dem Mikroskope nicht scharf nachweisbar war, dass bei zunehmendem Gehalt an Quarz auch der Gehalt an Orthoklas steigt, wie dies der höhere Kaligehalt schliessen lässt. Obwohl der für Kali sich ergebende höhere Percentsatz in den Quarzglimmerdioriten zum Theil allerdings auf Rechnung des Biotits zu setzen ist, so genügt doch die vorhandene Menge von Biotit jedenfalls nicht, um einen Kaligehalt von mehr als 3 Procent zu rechtfertigen. Der Gehalt an Eisen, Kalk und Magnesia nimmt gegen die saueren Glieder der Reihe hin stetig ab, was mit der durch die mikroskopische Untersuchung festgestellten Thatsache, dass der Augit in den zwischen Norit und Quarzglimmerdiorit vermittelnden Gesteinstypen mehr und mehr zurücktritt und von dem Glimmer quantitativ nur zum Theil ersetzt wird, in bestem Einklange steht. Relativ constant erweist sich der Natrongehalt, was darauf schliessen lässt, dass der Plagioklas in allen Gliedern der Reihe so ziemlich in gleicher Menge vorhanden ist.

#### e) Systematische Stellung im petrographischen System.

Da, wie sich aus den geologischen Untersuchungen ergab, alle diese Gesteine in einer Eruptivmasse vorkommen, so wird der Geologe genöthigt sein, um weitläufige Beschreibungen und Untersuchungen in jedem einzelnen Fall zu vermeiden, einen einheitlichen Namen für alle diese Gesteine anzuwenden.

Da nun schon seit langer Zeit in der Literatur dieselben als Diorite bezeichnet werden und ein grosser Theil, nämlich die Quarzglimmerdiorite auch entschieden zu der Dioritfamilie gehören, so kann man wohl kaum etwas dagegen einwenden, wenn der Geologe, sobald er von diesen Gesteinen im Allgemeinen spricht, dieselben als Diorite bezeichnet. Einen anderen Standpunkt muss der Petrograph einnehmen. Es wird, wenn er nicht für dieselben einen Localnamen, der in diesem Fall aber keinen bestimmten petrographischen Begriff darstellen würde, annehmen will, genöthigt sein, verschiedene Namen für dieselben je nach ihrer Beschaffenheit anzuwenden. Bei den Endtypen begegnet dies auch gar keinen Schwierigkeiten. Die körnigen Hypersthene oder enstatitreichen Plagioklasgesteine mit nur geringer Beimengung von Biotit, Diablag, Quarz und gewöhnlichem Augit, gehören entschieden zu den Noriten und werden, soweit sich diese Unterscheidung bei frischen Gesteinen sicher durchführen lässt, theils als Hypersthenorite, theils als Enstatitnorite bezeichnet werden können.

Die porphyrischen Glieder, die sich eben so wie die körnigen durch bedeutendes Ueberwiegen des rhombischen gegenüber dem

monoklinen Augit auszeichnen, müssten dem entsprechend als Noritporphyrite bezeichnet werden. Rosenbusch führt in seiner mikroskopischen Physiographie der massigen Gesteine, pag. 385, Gesteine von Klausen und Vintl an, die er als enstatitführende Diabasporphyrite bezeichnet. Es dürften Rosenbusch Schliffe von Gesteinen vorgelegen haben, die ähnlich dem Gesteine von Pardell (Fussweg in das Tinnebachthal) ausgebildet sind und bedeutende Mengen von monoklinem neben rhombischem Augit führen und deshalb Zwischenglieder zwischen Noritporphyriten und Diabasporphyren darstellen. In den zahlreichen Schliffen von porphyrischen Gesteinen aus dem Klausener Eruptivgebiet, die von mir untersucht wurden, ist, mit Ausnahme des oben erwähnten Gesteines und diallagreicher Gesteine aus dem Gebiete des Pfundererbergbaus, der rhombische Augit bedeutend über den monoklinen Augit überwiegend.

Bei den quarzreicheren Gesteinen wird es häufig schwer sein, eine bestimmte Bezeichnung für dieselben zu geben. Diejenigen Gesteine, bei denen der rhombische Augit über Biotit und monoklinen Augit überwiegt, werden als Quarznorite bezeichnet werden müssen. Die Uebergangsglieder zu den Quarzglimmerdioriten werden je nach dem Vorwiegen eines oder des anderen Bestandtheils entweder zu den biotitreichen Quarznoriten oder zu den augitführenden Quarzglimmerdioriten gerechnet werden können. Leider ist besonders bei den letzteren der Augit so zersetzt, dass eine Unterscheidung desselben nicht möglich war und der Ausdruck Augit hier in allgemeinerem Sinne zu verstehen ist, so dass diese Quarzglimmerdiorite rhombischen oder monoklinen Augit führen können. Die augitfreien, quarzreichen Plagioklas-Biotitgesteine werden natürlich trotz ihres Orthoklasgehaltes, der ja bei denselben ziemlich gewöhnlich ist, als Quarzglimmerdiorite bezeichnet werden müssen. Es werden also im Ganzen im Klausener Eruptivgebiet folgende Typen unterschieden werden können:

I. Norite, und zwar hypersthen- und enstatitführende.

II. Quarznorite, ebenfalls hypersthen- und enstatitführende.

III. Noritporphyrite, die in einzelnen Varietäten durch bedeutendes Auftreten von monoklinem Augit sich den Diabasporphyriten nähern.

IV. Quarzglimmerdiorite.

Alle diese Typen sind, wie aus der vorhergehenden Beschreibung der einzelnen Gesteinsvorkommnisse hervorgeht, durch Uebergänge mit einander verbunden. Es stellen also diese Gesteine, während sie sich in ihren Endgliedern den bekannten Noriten und Quarzglimmerdioriten in ihrer Ausbildung anschliessen, theilweise ganz neue noch nicht bekannte Ausbildungsformen dar, welche wir als Quarznorite und Noritporphyrite bezeichnet haben.

## B. Producte der Contactmetamorphose.

In dem vorliegenden Abschnitte sollen die petrographischen Details für die in den geologischen Schilderungen nur in den allgemeinsten Umrissen skizzirten Contacterscheinungen nachgetragen werden. Der mineralogische Bestand der Contractproducte bot keine Anhalts-

punkte zu einer specielleren Gliederung der auf diesen Gegenstand bezüglichen Materialien. Dagegen lassen sich in diesen Bildungen vom geologischen Standpunkte aus recht wohl zwei Gruppen unterscheiden: Die eine umfasst die in der Umrandung der Eruptivmassen, und zwar vornehmlich an den Randklüften auftretenden Neubildungen, die zweite jene Aggregate von Contactmineralien, welche innerhalb der Eruptivmassen selbst, häufig in schlierigem Verbands mit dem Magma, aufgefunden wurden. Sub *c*) folgen endlich einige Bemerkungen, die sich auf den Contactrand einer im Vildarthal beobachteten, ringsum von Diorit umschlossenen Feldsteinscholle beziehen.

Um überflüssige Wiederholungen zu vermeiden, wurde hier von einer Beschreibung der geologischen Erscheinungsform der einzelnen Vorkommnisse Umgang genommen.

#### *a*) Randbildungen der Intrusivmassen.

##### 1. Schwarze Knollen im lamellaren Gneiss an der Basis des Diorits von Seeben. (Taf. XVI, Fig. 3.)

Dieses Gestein erscheint makroskopisch schwarz und vollständig dicht, nur an einzelnen Stellen ist ein farbloses, glänzendes Mineral erkennbar. Unter dem Mikroskope im Dünnschliff sieht man dagegen, dass dieses Gestein aus zahlreichen verschiedenen Mineralien zusammengesetzt ist, die alle in sehr kleinen Individuen entwickelt sind, so dass sie erst bei einer Vergrößerung von 200—300 deutlich von einander unterscheidbar werden. Den allgemeinen Eindruck, den dieses Gestein unter dem Mikroskope darstellt, wird man am besten aus der beigegebenen Zeichnung (Taf. XVI, Fig. 3) ersehen.

Das am meisten in die Augen fallende, und auch die Hauptmasse des Gesteins bildende Mineral ist der Spinell (respective Pleonast). Derselbe wird erst in sehr dünnen Präparaten durchsichtig, in dickeren Schliffen erscheint er opak. Er wird mit dunkel grasgrüner Farbe durchsichtig und zeigt nur in manchen Fällen, wahrscheinlich durch irgend einen Zersetzungs- oder Infiltrationsvorgang bedingt, einen Uebergang zu mehr braunen Farben.

Der Spinell ist in diesem Gestein meist in rundlichen Körnern, aber auch in Krystallen, und zwar in Oktaedern ausgebildet. Man beobachtet also im Schliff sowohl rundliche als quadratische und auch dreieckige Durchschnitte. Der Spinell ist nicht ganz gleichmässig im Gestein vertheilt. Neben den regellos eingestreuten, an einzelnen Stellen des Schliffes dichtgedrängten, an anderen locker gereihten Durchschnitten einzelner Körner und Krystalle finden sich häufig grössere undurchsichtige, höchstens an den Rändern durchscheinende Spinellaggregate, die von den später zu erwähnenden Titaneisenpartien, in etwas dickeren, Schliffen, kaum zu unterscheiden sind. Dagegen treten an anderen Stellen des Schliffes aus den dunkleren spinellreichen Flächen wiederholt schärfer begrenzte, lichte, Krystalldurchschnitten ähnliche Partien heraus, die nur vereinzelte Spinellkörnchen umschliessen. Doch gestatten weder Begrenzungsverhältnisse noch optisches Verhalten einen Schluss auf die Natur dieser Ausscheidungen.

Der grosse Eisengehalt des Gesteines, der wohl vornehmlich auf Rechnung des Spinells zu setzen ist, sowie die grüne Farbe lassen mit Sicherheit auf einen Eisenspinell schliessen. Der in der Analyse des Gesteines angegebene Magnesiagehalt dürfte zum grössten Theil, da im Ganzen nur wenig Biotit vorhanden ist, auf Rechnung des Spinells zu setzen sein, so dass man es mit einem magnesiahaltigen Eisenspinell (Pleonast) zu thun haben dürfte. Eine Separation des Spinells gelang nicht, so dass von einer genauen chemischen Bestimmung desselben abgesehen werden musste.

Neben den schon erwähnten grösseren, undurchsichtigen, nur an den Rändern durchscheinenden Partien von Pleonast treten noch andere unregelmässig begrenzte opake Partien auf, die nach ihrem Verhalten in auffallendem Lichte als Erzpartien und zwar, wie eine Löthrohrprobe ergab, als Titaneisen zu betrachten sind. Dieses Titaneisen zeigt oft am Rande einzelne rothbraune Rutilsäulchen, und auch ein mehr körnig erscheinendes, aber auch in langgestreckten Säulchen vorhandenes Mineral von mehr braungrauer, oft in's Violette spielender Farbe. Sowohl der braunrothe Rutil, als auch das letzterwähnte braungraue Mineral zeigt gerade Auslöschung. Da überdies sowohl der rothbraune Rutil als auch das andere hier besprochene Mineral, wenn sie in Nadelchen auftreten, hie und da, freilich sehr selten, die bekanntesten charakteristischen Zwillinge bilden, so halte ich auch das braungraue Mineral für Rutil.

Es kommt der Rutil aber nicht nur an das Titaneisen attachirt vor, sondern ist auch in manchen Schliften recht zahlreich durch das ganze Gestein vertheilt, während in anderen derselbe nur höchst selten auftritt. Eigenthümlich ist die in demselben Schliff zu beobachtende Verwachsung des Titaneisens mit rothbraunem Biotit. Es erscheinen einzelne oder auch mehrere Blättchen von Biotit mitten in dem opaken Titaneisen. Oft ist letzteres auch von einem ganzen Hof von zahlreichen Biotitblättchen umgeben, wie dies in der Zeichnung (Taf. XVI, Fig 3, dem oberen Rande zunächst) deutlich ersichtlich ist. Auch mit dem noch später zu beschreibenden Korund kommt das Titaneisen zusammen vor.

Neben dem Pleonast spielt in manchen Schliften der Korund eine grosse Rolle, während er in anderen fast vollständig fehlt.

Der Korund erscheint in einzelnen farblosen Durchschnitten von unregelmässiger Gestalt, die oft Andeutungen von sechsseitiger Krystallform zeigen, oder auch in Körneraggregaten angehäuft.

Wie schon oben erwähnt, ist er meist farblos, zeigt aber oft, besonders in der Mitte eine durch zahlreiche feine graue oder braune Körnchen bedingte Trübung. Er besitzt starke Lichtbrechung, dem entsprechend auch lebhaft polarisationsfarben. Mit Hilfe der Condensorlinse konnte an Schnitten, die bei voller Drehung des Objectes zwischen gekreuzten Nicols dunkel blieben, nachgewiesen werden, dass man es mit einem optisch einaxigen Mineral zu thun hat. Besonders in den annähernd sechsseitigen Durchschnitten erhielt man mit Hilfe der Condensorlinse zwischen gekreuzten Nicols ein bei der Drehung des Objectes fixes schwarzes Kreuz. In diesem Gestein konnte eine Separation dieses Minerals behufs einer chemischen Untersuchung nicht vorgenommen werden. In anderen später zu beschreibenden Gesteinen jedoch konnte

durch chemische Untersuchung nachgewiesen werden, dass man es, wie schon der optische Befund schliessen liess, mit Korund zu thun hat.

Eine nicht unbedeutende Rolle spielt ferner der Biotit. Er erscheint in kleinen Blättchen und leistenförmigen, zart gestreiften Durchschnitten von gelbbrauner Farbe. Derselbe zeigt lebhaften Dichroismus zwischen lichtgelbbraun und dunkelrothbraun. Der Biotit ist im Gestein überall in einzelnen Blättchen vertheilt; oft auch, wie schon erwähnt, mit Titaneisen verwachsen oder in zahlreichen Individuen einen Hof um das Titaneisen formirend ausgebildet.

Sehr selten kommt in diesem Gestein auch Zirkon vor. Derselbe bildet lebhaft lichtbrechende Säulchen mit schöner pyramidaler Zustutzung, zeigt lebhaft Polarisationfarben und gerade Auslöschung. Neben diesen sicher bestimmbar sind noch farblose Mineralien da, die im Schliff gewissermassen die Grundmasse bilden, in der die verschiedenen früher beschriebenen Mineralien ausgebildet erscheinen. Es sind oft mehr weniger feine, faserige Partien, die oft büschelförmig angeordnet sind und von denen diverse solche Büschel neben einander liegen, etwas, wenn auch in feiner Ausbildung, erinnernd an die später zu beschreibenden Andalusitbüschel, wie sie in dem Contactgestein von Seeben (Einschluss im Diorit von Seeben) ausgebildet erscheinen. Die einzelnen länglichen Nadelchen, die diese Büschel zusammensetzen, zeigen in Fällen, in denen sich dieselbe überhaupt constatiren lässt, gerade Auslöschung.

Solche Büschel, die aus einer Reihe von parallel angeordneten Nadelchen bestehen, zeigen bei unregelmässiger Begränzung im ganzen Grossen gleiche Polarisationfarben, so dass man annehmen kann, dass sie einem Mineralindividuum angehören. Mehrere solche Bündel sind neben einander angeordnet und heben sich erst im polarisirten Licht deutlich von einander ab. Andere Theile sind zersetzt und bilden lichtgelblichgraue, faserige Aggregatpolarisation zeigende Partien, die ebenso wie die früheren büscheligen Partien von Spinell dicht durchsetzt erscheinen. Auch diese Zersetzungsproducte erinnern an die grünen faserigen Umwandlungsproducte des Andalusits in den mineralreichen Concretionen im Seebener Diorit.

Manche Partien sind vollkommen in eine Aggregatpolarisation zeigende Masse verwandelt, die keine weitere Andeutung von Structur enthält, und die deshalb auch keinen Schluss auf das ursprünglich vorhanden gewesene Mineral erlaubt. Ich glaube, dass man nicht fehlgehen wird, diese Theile schon der Analogie halber als Andalusit anzusehen. Der für den Andalusit charakteristische Pleochroismus, der in Schlifften anderer Contactgesteine oft deutlich nachweisbar war, konnte hier nirgends beobachtet werden.

Ausser diesen zersetzten Partien kommt noch ein anderes farbloses Mineral vor. Dasselbe erscheint in den Schlifften dieses Gesteines nur in untergeordneter Menge, während es in anderen Contactproducten eine wichtige Rolle spielt. Ich gehe deshalb hier nur kurz auf dasselbe ein. Es ist immer in unregelmässigen Partien ausgebildet und zeigt nie eine Spur einer krystallographischen Begränzung. Es enthält oft annähernd parallel verlaufende Risse, an denen sich ein lichtgelbgrünes Zersetzungsproduct ansetzt. Das Mineral selbst ist vollkommen wasser-

hell, an einzelnen Stellen mit Pleonast durchwachsen. Die Doppelbrechung ist eine geringe, so dass sich zwischen gekreuzten Nicols keine lebhaften Farben, sondern nur ein Wechsel zwischen Dunkel- und Lichtgrau zeigt. Dieses farblose Mineral erscheint hie und da in grösseren Partien, aber auch in kleinen Körnchen oder als Zwischenmasse zwischen den einzelnen Andalusitnadelchen im ganzen Schriff vertheilt. Hie und da erscheinen noch Nadelchen, respective langgestreckte Säulchen eines farblosen oder auch einen Stich in's Bläuliche zeigenden Minerals, das sich nicht näher bestimmen lässt. Es zeigt gerade Auslöschung und ziemlich lebhaft polarisationsfarben.

Dieses Gestein wurde einer chemischen Untersuchung unterzogen, welche folgende Resultate ergab:

	I.	II. <sup>1)</sup>
Kieselsäure . . . .	44·66 Proc.	42·80 Proc.
Thonerde . . . .	31·14 "	31·30 "
Eisenoxydul <sup>2)</sup> . . .	13·73 "	13·68 "
Kalk . . . . .	1·49 "	1·30 "
Magnesia . . . .	2·86 "	2·93 "
Kali . . . . .	4·60 "	4·65 "
Natron . . . . .	0·70 "	0·86 "
Glühverlust . . .	2·18 "	2·62 "
Summe	101·36 Proc.	100·14 Proc.

Bei dieser Analyse ist vor Allem der hohe Kaligehalt auffallend. Derselbe kann wohl kaum allein auf den im Gestein vorhandenen Biotit zurückgeführt werden.

Es ist, da alle bestimmten Mineralien dieses Gesteines (mit Ausnahme des Biotits) kalifrei sind, der Kaligehalt also wohl nur entweder auf das oben erwähnte farblose Mineral zu beziehen oder auf die früher erwähnten, Aggregatpolarisation zeigenden Theile des Gesteins. Eine Entscheidung darüber lässt sich nicht treffen. Der naheliegende Gedanke, dass Orthoklas in diesem Gestein vorhanden ist, lässt sich mit Sicherheit nicht begründen, denn das letzterwähnte farblose Mineral kann schon aus dem Grunde nicht für Orthoklas angesehen werden, weil seine Doppelbrechung eine zu geringe ist.

Ob die Aggregatpolarisation zeigenden Theile vielleicht als in Kaliglimmer verwandelte Orthoklase anzusehen sind, lässt sich ebenfalls, da keine weiteren Gründe dafür sprechen, nicht behaupten. Der Eisengehalt ist ein ziemlich beträchtlicher und lässt dies darauf schliessen, dass, da der Magnesiagehalt dieses Gesteines ein nicht gerade bedeutender ist, der vorhandene Spinell sehr eisenreich ist. Auffallend ist ferner der ziemlich hohe Kieselsäuregehalt, der den Kieselsäuregehalt aller bestimmbar Mineralien übertrifft, und der, da sich neben Andalusit und Biotit nur kieselsäurefreie Mineralien hier vorfinden, eben-

<sup>1)</sup> Von einer anderen Probe desselben Gesteines herstammend.

<sup>2)</sup> Der gesammte Eisengehalt wurde als Eisenoxydul berechnet. Eine directe Bestimmung des Eisenoxyduls war nicht durchführbar, weil sich das Gestein mit Schwefelsäure und Fluorwasserstoffsäure, in zugeschmolzenen Röhren erhitzt, nicht vollständig aufschliessen liess.

falls nur auf Rechnung des farblosen Minerals oder der zersetzten Partien zu stellen ist. Der Thonerdegehalt ist dagegen ein geringerer, als man nach der mineralogischen Zusammensetzung des Gesteines erwarten sollte. Auch dies dürfte seine Begründung in der Zusammensetzung des öfters erwähnten fraglichen Minerals haben.

2. Gestein vom Contact der Südgrenze des Diorits von Seeben mit den vorgelagerten Gneissbänken an dem nach Pardell führenden Fahrwege. (Taf. XVI, Fig. 2.)

Die Hauptmasse dieses Gesteines besteht aus einem farblosen, an zersetzten Stellen schwachgelblichgrün gefärbten Mineral, das im Schlifflinien in rechteckigen, häufig nahezu quadratischen Durchschnitten erscheint. Diese Durchschnitte sind entweder durch ein zweites, farbloses, schwach polarisirendes Mineral isolirt oder zu geschlossenen, wie die Felder eines Schachbrettes angeordneten Reihen gruppirt. Im letzteren Falle zeigen die einzelnen Felder einer und derselben Gruppe zwischen den Nicols stets gleiche Polarisationsfarben, so dass man wohl annehmen muss, dass sie nur Theile eines Individuums darstellen.

Die isolirten Rechtecksdurchschnitte sind fast durchgehends mit zahlreichen, ungemein kleinen Pleonastkörnchen durchsetzt, die sich meist um den Mittelpunkt der Durchschnitte gruppieren. Ausser diesen kleinen Spinellen sind besonders an den Stellen, wo sich das zwischen den einzelnen Durchschnitten vorhandene farblose Mineral befindet, zahlreiche grössere Pleonaste meist in schönen quadratischen Durchschnitten im Dünnschliffe zu sehen. Diese rechtwinkeligen Durchschnitte zeigen eine den umgrenzenden Kanten parallele Auslöschung und lässt sich in manchen grösseren, nicht von gar zu viel Spinell durchsetzten Durchschnitten mit Hilfe der Condensorlinse nachweisen, dass das Mineral optisch zweiachsig ist. Die Axenebene ist parallel den umgrenzenden Kanten, man hat es hier also wahrscheinlich mit einem rhombischen Mineral zu thun. Aus der später zu erwähnenden chemischen Analyse und aus den Zersetzungs Vorgängen, welche dieses Mineral zeigt, so wie aus der Analogie des Vorkommens mit dem Gestein von Seeben (Concretionen im Diorit), in welchem typischer Andalusit ebenfalls innig gemengt mit dem farblosen Mineral, wenn auch nicht in rechtwinkeligen Durchschnitten, sondern in Nadeln vorkommt, lässt sich bestimmt annehmen, dass man es hier mit einem rhombischen Thonerdemineral zu thun hat. Gegen die Annahme, dass man es mit Andalusit zu thun hat, spricht die Auslöschung, die nicht parallel der prismatischen Spaltbarkeit in den Dünnschliffen stattfinden könnte.

Bei der Zersetzung erscheinen im Schlifflinien diese Durchschnitte. Anfangs körnig getrübt und gehen allmählig in eine lichtgelbgrüne faserige Aggregatpolarisation zeigende Masse über.

Zwischen den einzelnen rechtwinkeligen Durchschnitten gewissermassen eine Art Grundmasse bildend, aber auch in selbstständigen, grösseren unregelmässig begrenzten Partien (vgl. Taf. XVI, Fig. 2, die grossen unregelmässig begrenzten Partien mit Spaltrissen rechts oben und links unten) erscheint ein zweites wasserhelles Mineral mit schwachen Polarisationsfarben, das mit dem nicht näher zu bestimm-



menden Mineral aus den spinellreichen Einlagerungen im lamellaren Gneiss des Seebenkammes identisch sein dürfte. Es ist vollkommen farblos und klar und enthält verhältnissmässig wenig Einschlüsse (grössere Pleonaste und hie und da kleine Biotitplättchen). Durch die grösseren, wellig umrandeten Durchschnitte setzen parallele Sprünge durch, die wahrscheinlich einer Spaltungsrichtung entsprechen; sie zeigen eine gegen diese Sprünge meist schwach geneigte Auslöschung (bis 20°). Mit der Condensorlinse lässt sich nachweisen, dass das Mineral optisch zweiaxig ist.

Behufs einer chemischen Untersuchung dieses Gesteines, resp. der analytischen Bestimmung der einzelnen Gemengtheile wurde versucht, mit einer concentrirten Jodkaliumjodquecksilberlösung nach der Goldschmied'schen Methode eine Trennung der einzelnen Mineralien vorzunehmen. Leider gelang es nicht, das farblose Mineral von dem im Schliif in rechtwinkeligen Durchschnitten erscheinenden zu trennen.

Es konnte wohl der in grösseren Krystallen vorhandene Pleonast, ferner Korund, Eisenglanz und Titaneisen entfernt werden, aber eine Isolirung der beiden hier in Betracht kommenden, die Hauptmasse des Gesteines bildenden Mineralien und der darin eingewachsenen Spinelle erschien undurchführbar. Eine Analyse dieses unvollkommen separirten Rückstandes ergab folgende Resultate:

Kieselsäure . . . . .	44.43 Perc.
Thonerde . . . . .	31.21 „
Eisenoxydul . . . . .	13.26 „
Magnesia . . . . .	3.98 „
Kali . . . . .	2.79 „
Glühverlust . . . . .	3.65 „
Natron . . . . .	1.08 „
Summe . . . . .	100.40 Perc.

Bei dieser Analyse fällt ebenso, wie bei der des vorigen Gesteines der verhältnissmässig hohe Kaligehalt auf; alle dort gemachten Bemerkungen gelten auch hier. Einen bestimmten Schluss auf die Natur der beiden Hauptgemengtheile erlaubt jedoch die Analyse nicht. Vor der Hand kann also nur gesagt werden, dass man es mit thonerdereichen Mineralien zu thun hat, von denen das eine höchst wahrscheinlich rhombisch krystallisirt.

Neben diesen beiden Bestandtheilen fällt in den Dünnschliffen der Pleonast auf, der theils in grösseren Partien, theils in einzelnen Krystallen im Gesteine vorkommt. Derselbe ist auch in verschiedenen grossen Individuen als Einschluss oft in grosser Menge in den rechteckigen Durchschnitten vertheilt. Titaneisen ist in nicht unbedeutender Menge in diesem Gestein vorhanden, und wurde dasselbe durch eine qualitative Probe auf Titan mit Sicherheit nachgewiesen.

Korund kommt nur in einzelnen farblosen, manchmal deutlich hexagonalen Durchschnitten im Schliif vor.

Biotit erscheint nicht gerade häufig in einzelnen Blättchen von rothbrauner Farbe.

In einzelnen Schlifften gesellt sich Turmalin zu diesen Mineralien (vgl. Fig. 2). Vereinzelt kommen endlich einzelne, deutlich hexagonale, violett-braune Täfelchen von Eisenglanz vor.

In den Dünnschlifften dieses Gesteines findet sich ferner nicht gerade selten ein lichtgrünelbes Mineral in meist fast quadratischen Durchschnitten, die häufig schwarz gekörnelt erscheinen, lebhaftere Polarisationsfarben zeigen und wegen ihrer Kleinheit mit der Condensorlinse nicht untersucht werden konnten. Ebensowenig gelang eine Separation desselben behufs chemischer Analyse.

### 3. Dioritgrenze im unteren Vildarthal oberhalb der Einmündung des Weissbachls.

Die Hauptmasse dieses Gesteines bildet ein faseriges Aggregat, welches wohl als zersetzter Andalusit anzusehen ist. Dasselbe geht nämlich allmählig an einzelnen Stellen in lichtrothe, pleochroitische Partien über, die bestimmt Andalusit sind. Der Andalusit erscheint auch noch frisch, so wie in dem Gestein v. Seeben, in büschelförmig gruppirten Nadeln, die auch allmählig in die oben erwähnte, faserige, zersetzte Masse übergehen. Diese faserigen Aggregate zeigen undeutlich eine den einzelnen Nadeln parallele Auslöschung. Es erscheinen im Schliff viele solche parallel-faserige Partien, die nach verschiedenen Richtungen gefasert erscheinen und sich im polarisirten Licht deutlich von einander abheben. An manchen Stellen zeigen sich auch die beim vorigen Gestein beschriebenen, von Spinell durchsetzten, farblosen, rechtwinkligen Durchschnitte.

In dieser Masse sind nun eingebettet zahlreiche Korundkörner, Titaneisen, Turmalin und etwas Biotit und Spinell. Der Korund erscheint in diesem Gesteine in sehr grosser Menge. Er stellt im Dünnschliff meist rundlich begrenzte Körnerdurchschnitte dar, kommt aber auch in Krystalldurchschnitten vor, die sich mehr weniger einem regelmässigen Sechseck nähern. Der Korund bildet grössere Körner, die manchmal zu fünf oder sechs aneinander aggregirt erscheinen, sinkt aber auch zu bedeutender Kleinheit herab und erscheint in diesem Falle meist in grosser Anzahl an einzelnen Stellen des Schliffes angehäuft, hie und da ist er auch, wie schon von anderen Contactgesteinen beschrieben wurde, an das Titaneisen attachirt. In Fällen, wo er zwischen gekreuzten Nicols bei einer vollen Drehung des Objectes dunkel bleibt, zeigt er mit der Condensorlinse untersucht, ein bei der Drehung des Objectes fixes, schwarzes Kreuz. Es ist also die Einaxigkeit bestimmt im Dünnschliff nachweisbar. Um im Wege der chemischen Untersuchung die Ueberzeugung zu gewinnen, dass man es hier mit Korund zu thun hat, wurde ein feines Pulver dieses Gesteins in eine concentrirte Jodkalium-Jodquecksilberlösung gegeben, wobei ein schwarzes Erz und der Korund, sowie kleine, spinelldurchsetzte Andalusitpartien und einzelne Spinellkörner zu Boden fielen. Das schwarze Erz konnte durch Kochen mit concentrirter Salzsäure entfernt und hiebei nachgewiesen werden, dass man es mit Titaneisen zu thun hat. Der Rest wurde mit doppeltchwefelsaurem Kali aufgeschlossen und ergab neben etwas Kieselsäure, Titansäure, Eisenoxydul und Magnesia etwa 75 Procent

Thonerde, so dass nicht daran zu zweifeln ist, dass das oben beschriebene Mineral Korund ist.

Für eine genauere quantitative Analyse erschien das vorhandene Material unzureichend.

Neben den farblosen Korundkörnern kommen auch kleine, lichtbraungelbe Körnchen vor, die nie eine krystallographische Begrenzung zeigen und wohl am ehesten als Titanit zu deuten sind.

Das Titan Eisen erscheint in grösseren Partien in Dünnschliffen und ist häufig am Rande in ein braungraues Zersetzungsproduct umgewandelt, welches genau übereinstimmt mit dem aus den schwarzen Einlagerungen im Gneiss von Seeben beschriebenen Rutil.

Der Spinell spielt in diesem Gestein eine sehr untergeordnete Rolle. Er ist nur hie und da in einzelnen Körnern oder Krystalldurchschnitten, die eine mehr olivengrüne Farbe zeigen, an einzelnen Stellen im Dünnschliff ersichtlich. Meist sind mehrere solche Körner nebeneinander vorhanden, während ganze grosse Partien oder selbst ganze Dünnschliffe spinelfrei sind.

Der Biotit ist nur in geringer Menge vorhanden und bildet einzelne rothbraune Blättchen, die durch das ganze Gestein ziemlich gleichmässig vertheilt erscheinen.

Der Turmalin, der besonders an einzelnen Stellen des Gesteines angehäuft erscheint und schon mit freiem Auge ersichtlich ist, bildet grössere, büscheligstrahlige, zwischen lichtbraun und blau dichroitische Säulchenaggregate, aber hie und da auch grössere, nur selten krystallographisch schön begrenzte Partien. Derselbe bildet an einzelnen Stellen Säulchen, die an ihrem Ende divergent strahlig wie zerfasert ausgebildet erscheinen, wie die Zeichnung (Taf. XVI, Fig. 7) darstellt. Meist sind mehrere solche Säulchen nebeneinander angeordnet, wobei die faserigen Partien sich gegenseitig durchkreuzen, wodurch die Erscheinung weniger deutlich wird. Es kommen aber auch einzelne solche Säulchen vor. Der Turmalin ist sehr ungleich vertheilt. In manchen Schliffen fehlt er vollständig, während er in andern eine nicht unbedeutende Rolle spielt.

#### 4. Südwestgrenze der Dioritmasse im hinteren Vildarthal.

Dieses Gestein erscheint makroskopisch gefältelt und aus lichten und dunklen Lamellen zusammengesetzt. Es ist Gneiss mit schwarzen spinellführenden Einlagerungen. Im Dünnschliff ist die schiefere Struktur, sowie der Wechsel von Gneiss und spinellführenden Schnüren deutlich sichtbar. Der Gneiss besteht aus zahlreichen Quarzkörnern, schlecht begrenztem und ziemlich zersetztem Orthoklas und Biotit, der meist in ein grünes faseriges oder chloritisch-blättriges Zersetzungsproduct verwandelt ist und an manchen Stellen im Schliff ganze Partien grün färbt. Der Orthoklas erscheint oft in höchst feinen Formen mit Quarz mikropegmatitisch verwachsen.

Zwischen den Gneisspartien zieht sich in einzelnen Schnüren schlierenartig mit dem Gneiss vermengt eine meist durch ein Zersetzungsproduct des Glimmers grün gefärbte Masse hindurch, die von zahlreichen sehr kleinen Spinellkörnchen von mehr olivengrüner Farbe

durchsetzt erscheint. In diesen spinellführenden Partien kommt auch Feldspath vor, der häufig Spinellkörner einschliesst. Es ist dies eine auch in dem Norit von Oberhofer-Rothbach zu beobachtende Erscheinung, auf welche wir im nächsten Abschnitte (sub 3) noch einmal zurückkommen werden.

In diesen spinellführenden Partien kommt auch Turmalin in einzelnen Säulchen und Säulchenaggregaten vor. Derselbe ist ebenso wie in anderen turmalinführenden Gesteinen lebhaft pleochroitisch und zeigt einen Wechsel der Farbe von Lichtbraun zu Blau. Sehr selten finden sich auch Körner von Granat, der von lichtrother Farbe ist und die gewöhnliche Beschaffenheit desselben im Schliiff zeigt, ferner Zirkonsäulchen, von der von anderen Schliiffen beschriebenen Beschaffenheit. An einzelnen Stellen finden sich kleine Aggregate von Quarzkörnern, die meist von einem grünen Zersetzungsproduct des Glimmers umgeben sind.

#### b) Aggregate von Contactmineralien im Eruptivmagma.

##### 1. Dunkle Schlieren im Diorit von Seeben (aus den felsigen Entblössungen nördlich vom Gipfel). Taf. XVI, Fig. 1.

Dieses Gestein besteht vornehmlich aus Andalusit. Derselbe erscheint theils in grösseren gut ausgebildeten Krystallen, theils in büscheligen Aggregaten. Die Krystalldurchschnitte sind, wenn sie Querschnitten entsprechen, fast quadratisch, oft an den Ecken mit kleinen einspringenden Winkeln, manchmal farblos, häufig aber auch lichtroth gefärbt. In manchen Fällen zeigt der Andalusit einen zonalen Bau, in der Art, dass in der Mitte ein im Schliiff ebenfalls fast quadratisch erscheinender lichtroth gefärbter Theil von einem farblosen Rahmen umgeben ist. In Längsschnitten sieht man häufig neben farblosen Partien einzelne lichtrothe pleochroitische Streifen parallel den Längskanten verlaufen. Die Längsschnitte zeigen meist schlechte terminale Begrenzung. Hie und da zeigen diese Längsschnitte die beim Augit vorkommende sanduhrförmige Verwachsung, wobei von den beiden Endflächen des Längsschnittes rother Andalusit gegen die Mitte zu spitz keilförmig sich verjüngt und in der Mitte mit dem Gegenkeil zusammentrifft, während von den Längsseiten her farbloser Andalusit von beiden Seiten einen stumpfen Keil bildet (siehe Taf. XVI, Fig. 1).

Ausser diesen wohlumgrenzten Krystalldurchschnitten kommen auch grössere nicht scharf begrenzte Andalusitpartien vor. Dieselben sind meist farblos und zeigen nur hie und da rothgefärbte Einlagerungen.

Der Pleochroismus des Andalusits ist natürlich nur in den rothgefärbten Theilen vorhanden. Bei denselben schwankt die Farbe bei Drehung des Nicol zwischen farblos und lichtroth.

Der Andalusit zeigt deutlich seine fast rechtwinkelige Spaltbarkeit und ist häufig, besonders an den Spaltungssprüngen in ein lichtgelbgrünes Zersetzungsproduct verwandelt. Er enthält Einschlüsse von Pleonast und Biotit, welche beide aber in den Krystallen nur in untergeordneter Weise vorkommen; manche, besonders die gut krystal-

lirten Andalusite, sind frei davon. Sehr interessant sind jedoch die besonders in den grossen unregelmässig begrenzten Andalusitpartien vorkommenden Glaseinschlüsse.

Diese Glaseinschlüsse enthalten oft ein, aber auch mehrere Bläschen und häufig neben diesen Bläschen kleine Spinelle oder Biotitblättchen. Bei manchen Glaseinschlüssen tritt das Bläschen über den Rand des Einschlusses heraus, wie ja dies schon häufig beobachtet wurde.

Die Hauptmasse des Andalusit tritt aber in Form faseriger Aggregate auf. Zahlreiche parallel verlaufende Nadelchen bilden Büschel von Andalusit, und zwar verlaufen dieselben, wie dies in der beigegebenen Zeichnung ersichtlich ist, im Schriff nach verschiedenen Richtungen wirr durcheinander. Die Farbe der einzelnen Nadelchen ist meist eine lichtrothe, und zeigen dieselben deutlichen Pleochroismus und eine ihrer Längsrichtung parallele Auslöschung. Zwischen gekreuzten Nicols geben die einzelnen einem Büschel angehörigen Nadeln immer dieselben Polarisationsfarben so, dass sich die einzelnen Büschel darum schon durch die Farbe deutlich von einander abheben. Die einzelnen Nadeln sind nicht ganz dicht aneinander angeordnet, sondern es zieht sich zwischen ihnen eine farblose Masse hin, welche die Zwischenräume zwischen den einzelnen Nadeln ausfüllt. Es dürfte diese Masse demselben Material angehören, welches schon bei der Beschreibung der Einlagerungen im Gneiss von Seeben erwähnt wurde, und welches auch hier in grösseren unregelmässig begrenzten Partien auftritt. Diese Andalusitbüscheln sind durchsetzt von zahlreichen kleinen, rothbraunen Biotitblättchen und von zahlreichen Spinell-Krystallen und Körnern.

Der Andalusit dieser Büschel geht bei seiner Zersetzung in eine mit zahlreichen, unendlich feinen graubraunen Körnern durchsetzte Masse über, die bei weiter vorschreitender Zersetzung sich in eine grüne Aggregatpolarisation zeigende Masse verwandelt. Ausser dem Andalusit, der, wie schon erwähnt, fast das ganze Gestein bildet, ist noch zu erwähnen Pleonast, der im Schriff dunkel grasgrün erscheint und überall in einzelnen Kryställchen oder Körnchen verbreitet ist, und hie und da auch ganze Körneraggregate bildet, dann Biotit, der nur in ganz kleinen, meist lappigen Blättchen, aber, wenn auch selten, in kleinen schön ausgebildeten hexagonalen Tafelchen vorkommt, ferner Korund, der hie und da in einzelnen Körnerdurchschnitten, aber auch in schönen sechsseitigen Durchschnitten im Schriff erscheint und sich mit Hilfe der Condensorlinse als optisch einaxig nachweisen lässt und die schon bei anderen Schliffen erwähnten Eigenschaften besitzt; endlich kommt auch noch hie und da, aber sehr selten Zirkon in einzelnen gut ausgebildeten Säulchen vor, der sich durch seine bedeutende Licht- und Doppelbrechung auszeichnet.

## 2. Mineralreiche sphäroidische Concretionen im Norit der Wolfsgrube. Noritgang III. (Taf. XVI. Fig. 5.)

In dem Dünnschliff dieses Gesteins fällt vor allem Anderen der Korund auf.

Derselbe erscheint, ähnlich wie in dem früher beschriebenen korundführenden Gestein in farblosen Körnerdurchschnitten, die lebhaftige Lichtbrechung und Polarisationsfarben zeigen. Daneben kommt er aber auch in Säulchen vor, die entweder ganz farblos oder auch häufig blau gefleckt erscheinen. Diese Säulchen zeigen oft, der basischen Spaltbarkeit entsprechend, senkrecht auf die Längsrichtung der Säulchen verlaufende Sprünge oder auch schief verlaufende Risse, die der rhomboedrischen Spaltbarkeit entsprechen dürften. In einzelnen Querschnitten, die eine annähernd hexagonale Form zeigen, konnte mit Hilfe der Condensorlinse nachgewiesen werden, dass hier ein einaxiges Mineral vorliegt. Leider war es bei der sehr geringen Menge des zur Verfügung stehenden Materials nicht möglich, diese Säulchen zu isoliren und auch chemisch den Nachweis zu liefern, dass man es mit Korund zu thun hat.

Neben dem Korund kommen im Schliff vereinzelte Durchschnitte eines ebenfalls farblosen, starke Lichtbrechung zeigenden Minerals vor, das besonders in der Mitte durch zahlreiche kleine braune Körnchen getrübt erscheint. Dieses Mineral ist, wie sich mit der Condensorlinse nachweisen liess, optisch zweiachsig. Eine Bestimmung desselben konnte, da nur einige Körner desselben vorlagen und weiteres Material zur Herstellung von Dünnschliffen nicht vorhanden war, nicht vorgenommen werden.

Die Hauptmasse des Gesteines bildet ein farbloses Mineral, in welchem vornehmlich der Korund ausgeschieden erscheint. Dasselbe tritt nie in deutlich ausgebildeten Krystallen, sondern nur in grösseren Körnern auf, welche, dicht aneinander gelagert, sich erst in polarisirtem Licht deutlich von einander abheben. Sie sind an vielen Stellen körnig grau getrübt und erinnern in ihrem Aussehen lebhaft an Orthoklas.

Die Polarisationsfarben sind ziemlich intensiv, und es treten, was sich erst zwischen den Nicols zeigt, Zwillinge auf. Einzelne Körner zeigen nämlich, in polarisirtem Licht betrachtet, verschiedene färbige Hälften. Wenn auch diese Erscheinung nur an einem Korn deutlich nachweisbar war, so spricht dies doch sehr dafür, dass diese Körner Orthoklas sind.

Auf eine eingehendere Untersuchung musste auch hier wegen ungenügenden Materiales verzichtet werden.

Auch das schon in anderen Gesteinen constatirte farblose, an den Sprüngen sich grün zersetzende Mineral kommt hier, wenn auch nicht in bedeutender Menge, vor.

Andalusit spielt in diesem Gestein eine nicht unbedeutende Rolle. Derselbe bildet theils längliche lichtrothe Säulchen, theils grössere nicht scharf krystallographisch begrenzte Partien, die, wenn sie im Schliff als Querschnitte erscheinen, deutlich rechtwinkelige Spaltbarkeit zeigen. In solchen Querschnitten ist die Auslöschung natürlich eine gegen die Spaltrisse schiefe, während sie in den Säulchen eine mit den Längskanten parallele ist. In diesen Querschnitten konnte auch mit der Condensorlinse der Austritt der optischen Mittellinie beobachtet werden. Die grössern Andalusitpartien sind am Rande oft in ein grünes Zersetzungsproduct umgewandelt, in

welchem meist noch zahlreiche Reste des frischen Andalusits eingebettet erscheinen, so dass diese Andalusite von einer grünen Masse umgeben sind, in der sich scheinbar zahlreiche Andalusitkörner befinden. (Siehe Tafel XVI, Fig. 6.)

**Biotit** kommt nur in einzelnen Blättchen im Gestein unregelmässig vertheilt vor. **Granat** wurde nur an einer Stelle in Form eines grösseren lichtrothen Kornes gefunden, das zahlreiche unregelmässige Sprünge zeigt.

### 3. Spinellanhäufungen mit Fluctuationsstructur im Norit von Oberhofer-Rothbach. (Taf. XVI, Fig. 4.)

Der typische Norit der felsigen Aufschlüsse längs des vom Oberhofer in den Rothbach führenden Waldweges enthält einzelne schon makroskopisch durch ihre dunkle Farbe auffallende Stellen, die sich im Dünnschliffe unter dem Mikroskope als spinellreiche Partien darstellen. Dieselben bestehen aus einem Gemenge der gewöhnlichen Bestandtheile des Norites mit Mineralien, die sonst nur an der Contactzone vorkommen. Die wichtigste Rolle fällt dem Spinell zu. Derselbe erscheint, wie dies in der Zeichnung (Tafel XVI, Fig. 4) dargestellt ist, theils in grösseren Krystall- oder Körnerdurchschnitten, besonders am Rande der spinellreichen Partien in einer grauen, trüben, zersetzten Masse eingebettet, die höchst wahrscheinlich nichts Anderes ist, als zersetzter Feldspath; theils ist derselbe in zahlreichen kleinen Körnchen und Krystälchen in dem Feldspath eingeschlossen, der in der Mitte dieser Ausscheidungen meist recht frisch ist und sich durch seine polysynthetische Zwillingzusammensetzung mit Sicherheit als Plagioklas erkennen lässt. Im Ganzen ist die Anordnung des Spinells eine solche, dass besonders die am Rande der dunklen Partien befindlichen, dicht gehäuften grösseren Körner und Krystalle in ihrer Anordnung deutliche Fluctuationsstructur zeigen.

Hält man dies mit der oben erwähnten Thatsache zusammen, dass der Plagioklas Spinell einschliesst, so muss man wohl annehmen, dass der Spinell, so wie die anderen noch später zu erwähnenden, in untergeordneter Menge auftretenden Contactmineralien, sich an diesen Stellen bei der Auskrystallisation des Feldspathes aus dem noch weichen Magma, unter Einwirkung heisser wässriger Lösungen, welche die Bestandtheile der Contactmineralien gelöst enthielten, gleichzeitig mit demselben gebildet hat, wobei ein Theil von dem Plagioklas eingeschlossen wurde.

Neben den gewöhnlichen Bestandtheilen des Norites kommt in diesen dunklen Ausscheidungen noch Glimmer in kleinen Blättchen vor, der in seinem Aussehen und in seiner Grösse sich von dem Glimmer des Norites unterscheidet und daher wohl als Contactmineral aufgefasst werden muss, da er in seiner Ausbildung vollkommen mit dem aus den Contactproducten beschriebenen übereinstimmt.

Von Contactmineralien sind ferner noch etwas rothbrauner, hie und da schöne Zwillinge bildender Rutil und kleine farblose Zirkon säulchen von der schon öfter angeführten Beschaffenheit zu erwähnen. An einzelnen Stellen finden sich, wie dies auch in der Zeichnung zu

ersehen ist, aus zahlreichen, unendlich feinen Nadeln, die zu einem feinen Filz verwachsen sind, bestehende Partien vor.<sup>1)</sup>

#### 4. Spinellanhäufungen mit Fluctuationsstruktur im Norit der Wolfsgrube.

Dieselben Erscheinungen, die im Norit von Oberhofer auftreten, sind auch hier zu beobachten. In einem Norit sind einzelne dunkle Einschlüsse vorhanden, die sich durch ihre dunkle Farbe von den anderen Gesteinen abheben und, wie die mikroskopische Untersuchung zeigte, sehr viel Pleonast enthalten. Das Gestein stellt makroskopisch ein körniges Gemenge von Hypersthen mit Feldspath und Quarz vor, welches Gemenge an manchen Stellen schlierenartig von Spinell durchsetzt erscheint. Im Schliff erscheint dasselbe als ein feinkörniges Gemenge von Orthoklas, Plagioklas und Quarz, in welchem der Hypersthen in grösseren Individuen ausgeschieden erscheint. Die Feldspathe erscheinen vollkommen frisch, zeigen lebhaft Polarisationsfarben und lassen sich theils als Zwillinge, theils als polysynthetisch zusammengesetzt erkennen, so dass man wohl annehmen kann, dass man es hier, sowohl mit Orthoklas als Plagioklas zu thun hat. Die Begrenzung der einzelnen Individuen im Dünnschliff ist im Allgemeinen eine unregelmässige, es kommen aber auch schön begrenzte Carlsbader Zwillinge von Orthoklas vor. Der Quarz bildet Körneraggregate und hie und da auch Schnüre und Adern. An manchen Stellen des Schliffes ist sehr viel Quarz vorhanden, so dass derselbe eine Art Grundmasse bildet, in der Augit meist gut krystallisirt ausgebildet erscheint.

Der Augit, resp. Hypersthen erscheint im Schliff in grossen Krystalldurchschnitten oder auch in nicht scharf begrenzten Partien von rothbrauner Farbe mit lebhaftem Pleochroismus, wobei die Farbe je nach dem Schnitt zwischen rothbraun und grün wechselt. Derselbe zeigt eine in Längsschnitten der Längsrichtung parallele Auslöschung. Der Hypersthen ist entweder vollständig oder nur an einzelnen Stellen in ein grünelbes, parallel faseriges, bastitartiges Zersetzungsproduct verwandelt, ähnlich wie die Hypersthene der Norite. Diese Zersetzung tritt hier besonders schön und deutlich auf und erinnern die Durchschnitte an die Zersetzungserscheinungen des Olivins zu Serpentin. Auch hier beginnt die Zersetzung an einzelnen Sprüngen und schliesst das Zersetzungsproduct allmählig noch frische Partien des ursprünglichen Hypersthen ein. Der Biotit kommt durch das ganze Gestein vertheilt in braunen, lebhaft dichroitischen Leistchen, aber im Ganzen nur in geringer Menge vor. Der hier ziemlich dunkelgrün gefärbte und sehr schwer durchsichtig werdende Pleonast ist in diesem Gestein, wie schon früher erwähnt, nicht gleichmässig vertheilt, sondern ist an einzelnen Stellen des Gesteins, die sich im Schliff schon äusserlich durch

<sup>1)</sup> Die vorbeschriebenen Spinellanhäufungen im Norit vom Oberhofer waren in einem Schliff zu sehen, der Eigenthum des Herrn Dr. E. Hussak ist und den mir derselbe freundlichst zur Verfügung stellte. Ebenso wurden bei dem Studium vieler der beschriebenen Contacterscheinungen Schliffe benützt, die Herrn Dr. E. Hussak gehören, für deren leihweise Ueberlassung ich dem genannten Herrn bestens danke.



ihre dunkle Farbe erkennen lassen und die gewissermassen Schlieren in dem Gestein bilden, besonders entwickelt. Derselbe durchsetzt an diesen Stellen besonders den Feldspath und ist häufig in einzelnen Körnchen, vornehmlich in der Mitte desselben angehäuft.

Hie und da kommen auch einzelne, meist parallel angeordnete farblose oder auch grau getrübe Nadelchen vor, die ebenfalls die Feldspäthe durchsetzen und die wegen ihrer Kleinheit keine nähere Bestimmung erlauben. Ausserdem finden sich noch etwas grössere Säulchen von *Apatit*, die im Querschnitt hexagonale Formen zeigen und sich als isotrop darstellen. Derselbe ist an einzelnen Stellen von feinen schwarzen Körnern durchsetzt.

**c. Contact zwischen Feldstein und Diorit aus einer vom Magma umschlossenen Schichtgesteinsscholle im mittleren Vildarthale.**

Von demselben liegen zur mikroskopischen Untersuchung Stücke vor, die von der Grenze einer in die Feldsteinmasse hineinreichenden Dioritapophyse stammen; demgemäss erscheinen in den Schliffen Diorit und Feldstein in unmittelbarem Contact.

Der als Feldstein bezeichnete Gneiss ist ein körniges Gemenge von Quarz und Orthoklas, zu dem sich in grösseren oder geringeren Mengen als Mineralneubildung Turmalin beigesellt. In keinem der bisher beschriebenen Gesteine spielt der Turmalin eine solche hervorragende Rolle, wie hier. Nur an einer Stelle des Vildarthals, in dem die Dioritgrenze am Weissbachel bildenden massigen Feldsteine, ist der Turmalin in annähernder Menge und ähnlicher Erscheinungsform entwickelt. In den Dünnschliffen zeigt sich, dass der Feldstein entsprechend den makroskopisch feststellbaren Bestandtheilen wesentlich aus einem Gemenge von Feldspath und Quarz besteht. Der Feldspath erscheint in fast immer grau getrüben, zersetzten grösseren Krystalldurchschnitten, die nur in seltenen Fällen so weit frisch sind, dass man das Vorhandensein einfacher und verwilligter Individuen erkennen kann. Polysynthetische Zwillingzusammensetzung wurde nie beobachtet. Man wird also nicht fehl gehen, wenn man annimmt, dass hier nur Orthoklas vorliegt. Sehr häufig findet sich der Orthoklas mit Quarz mikropegmatitisch verwachsen. Diese Verwachsung ist jedoch nicht wie in den Dioriten eine sehr feine und zarte, sondern ist ziemlich grob und die einzelnen trüben Feldspathpartien und wasserbelligen Quarztheilchen heben sich schon bei geringer Vergrösserung im gewöhnlichen Lichte von einander ab.

Der Quarz bildet zum Theil rundliche Körner, zum grösseren Theil jedoch ist er, wie schon oben erwähnt, mit dem Feldspath pegmatitisch verwachsen. Ausser diesen beiden Hauptbestandtheilen kommt in bedeutender Menge, besonders an einzelnen sich schon makroskopisch durch die dunkle Farbe auszeichnenden Stellen Turmalin vor. Derselbe ist oft sehr schön ausgebildet, in polygonalen, häufig regelmässig sechseckigen Durchschnitten, die oft deutlich zonalen Bau zeigen. Er ist je nach dem Schnitt von lichtbrauner bis blauer Farbe und zeigt lebhaften Dichroismus, und zwar wechseln die Farben zwischen lichtbraun, blau und dunkelbraun oder blauschwarz.

Der im Contact mit diesem Feldstein vorkommende Diorit ist unmittelbar an der Contactstelle ziemlich feinkörnig, erscheint ziemlich frisch und führt neben den gewöhnlichen Bestandtheilen noch fremde Mineralien, und zwar Turmalin und Pleonast, während er an von dem Contact ferneren Stellen von gröberem Korn und frei von Contactmineralien ist. Der Diorit direct an der Contactstelle besteht zum grössten Theil aus kleinen, deutlich als Plagioklas erkennbaren Feldspäthen, die häufig mehr weniger schön ausgebildeten Pleonast einschliessen. Neben Plagioklas ist auch Orthoklas vorhanden, der auch oft Pleonast enthält. Neben Feldspath sind noch viriditisch zersetzte Partien vorhanden, die nach ihrer Umgrenzung zu schliessen, theilweise aus Augit entstanden sein dürften, theilweise, wie sich dies durch Reste von frischem Biotit nachweisen lässt, ihre Entstehung ursprünglich vorhanden gewesenem Biotit verdanken. Quarz kommt nur in geringer Menge in dem Diorit vor. Dieser Diorit ist also, soweit sich dies noch bestimmen lässt, als Augit führender quarzarmer Glimmerdiorit zu bezeichnen. Die Mineralien, die derselbe an der Contactstelle führt, sind, wie schon oben erwähnt, Turmalin und Pleonast. Der erstere kommt nur vereinzelt in kleinen Säulchen oder Säulchenaggregaten knapp an der Contactstelle vor, während der Pleonast weiter in den Diorit hineinreicht. Derselbe bildet entweder unregelmässig vertheilte Körner oder ist besonders in einzelnen Feldspäthen angehäuft, während rings um diese Feldspäthe pleonastfreie Partien sich im Schriff vorfinden. An einzelnen Stellen des Contactes ist der Diorit in eine vollkommen zersetzte, grau getrübe Masse verwandelt, die Aggregatpolarisation zeigt und hie da Reste von unzersetztem Turmalin ausgeschieden enthält und an einzelnen Stellen von Pleonast durchsetzt ist.

Dem eben beschriebenen Feldstein ähnliche, aus Quarz, Feldspath und Turmalin bestehende Gesteine liegen aus der Umrandung der Diorite des Samberges, von der Dioritgrenze im Rothbachel (rechte Thalseite) und vom linken Vildarufer vor, von welchen besonders letzteres sehr schön zonal gebaute Turmaline führt. Endlich gehört hieher das Gestein von der Contactgrenze oberhalb der Weissbachmündung mit seinem schönen, meist in divergent-strahligen Aggregaten angeordneten Turmalin.

### Rückblick und Schluss.

Die Eruptivmassen von Klausen treten uns in den verschiedensten Structurformen entgegen: Sie steigen auf schmalen, von lothrechten Wänden begrenzten Gangspalten auf (Verdingser Gangzüge). — sie erfüllen unregelmässiger gestaltete Spaltenräume von grösserer Ausdehnung (Pardell-Pfundererberg), die sich local zu stockförmigen Massen erweitern (Vildarthal-Rothbachabschnitt) — sie greifen endlich an einzelnen Stellen in kuppiger Lagerungsform über das durchbrochene Grundgebirge über (Intrusiv-Kuppen von Seeben und Klamm). Nirgends fehlten die charakteristischen Merkmale intrusiver Ergüsse. Am klarsten treten sie in dem Verdingser Spaltensystem hervor, aber auch in den mächtigeren gangstockartigen Massen des Pfundererberges, des Vildar-

und Rothbaches gelangen sie in den abnormen Verbandverhältnissen des Magma's mit den geschichteten Gesteinen deutlich genug zum Ausdruck. In beiden Gebieten durchsetzen die Intrusivbildungen einen bald flachwellig gelagerten, bald steiler aufgestauten, in jedem Falle aber schon vor dem Durchbruch der Eruptivmassen gefalteten Schichtencomplex.

Die aus dem Eisackthal über das Plateau von Pardell in den Tinnebach und von hier durch den Pfundererberg in's Vildarthal streichende Intrusivmasse beherrscht das tektonische Bild des Eruptivgebietes. Die gewaltige in WNW. streichende Dislocation, welche am Nordrande dieser Masse als steil in die Tiefe setzende Gangkluft Eruptiv- und Schichtgestein trennt, bezeichnet den Verlauf der Hauptgangspalte. Nördlich davon liegen auf einem System paralleler in derselben Richtung streichender, vielfach zertrümmerter Spalten die Verdingser Gangzüge, im Süden auf einer etwas in NW. abgelenkten Secundärspalte in breiterer Entwicklung und mit übergreifender Lagerung der Durchbruch von Seeben.

Alle diese Dislocationslinien liegen in der Streichungsrichtung des durchbrochenen Schichtcomplexes. Sie tragen den Charakter von Längsverwerfungen, deren Entstehung auf jene ältere Epoche gebirgsbildender Thätigkeit zurückzuführen ist, welche dem Intrusionsprocesse vorausging.

Neben diesen primären Trennungslinien des tektonischen Verbandes, die den Durchbruch der Massen vorbereitet und in bestimmte Bahnen gelenkt haben, liessen sich eine Reihe secundärer, nordöstlich streichender Verwerfungen erkennen, welche die massigen und geschichteten Gesteine des Gebietes quer auf die Hauptstreichungsrichtung durchsetzen und dislociren. Die bedeutendste derselben ist die dem Umser Gehänge entlang streichende Bruchlinie, an welcher die Diorite von Pardell sammt ihrem Schiefermantel ostwärts in die Tiefe gesunken sind. Ihr parallel verläuft eine zweite durch den Steilabsturz der Diorite von Seeben und Pardell gegen das Eisackthal markirte Störungslinie, die sich noch über das Verbreitungsgebiet der genannten Eruptivmassen hinaus nach NO. verfolgen lässt. In ihrer Fortsetzung liegt der scharfe Bruchrand, welcher die im Eisackthal aufgeschlossene Amphibolitlinse von den Phylliten des Feldthurnser Gehänges trennt. Eine dritte, in derselben Richtung verlaufende Störungslinie ist in der Tinneschlucht an dem Westabsturz der Diorite von Seeben zu vermuthen. Diesen Querverwerfungen entlang ist der gesammte östlich von Ums liegende Gebirgsabschnitt in parallele, in SO. absteigende Stufen dislocirt.

Die in NO. streichenden, durch Quarzinfiltrationen ausgezeichneten Kluftbildungen im mittleren Vildarthal und die mit Erzen imprägnirten Zerklüftungszonen des Pfunderer-Bergbau-Revieres gehören in diese jüngere Gruppe von Dislocationserscheinungen.

In NO. und NNO. streichende Querverwerfungen sind für den tektonischen Bau des gesammten zwischen Eisack und Etsch liegenden Gebirgsabschnittes (in Süd und West von Klausen) charakteristisch. Sie treten uns in sehr auffallender Weise in jenem System von Parallelbrüchen entgegen, auf welche Mojsisovics<sup>1)</sup> die eigenthümliche

<sup>1)</sup> E. v. Mojsisovics, Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879, pag. 128.

Configuration des rechten Eisackgehanges zwischen Waidbruck und Bozen, die Bildung fortlaufender, oder durch Verwerfungen zweiter Ordnung dislocirter Terrassen mit den Ortschaften Unterinn, Sifian, Klobenstein, Lengstein etc. zurückgeführt hat. Sie kommen endlich in der nördlichen Umrandung des Bozener Porphyrlateaus wiederholt zum Ausdruck, am schärfsten in der geradlinigen Abgrenzung der vom Villandererberg gegen Gufelreit und die Jocherer alpe hinziehenden Porphyrlatte gegen das nördlich vorliegende Thonglimmerschiefer-Gebiet von Reinswald<sup>1)</sup>.

Von noch höherem Interesse sind die Beziehungen, welche sich zwischen den primären Längsdislocationen des Eruptivgebietes von Klausen und den Störungslinien der mesozoischen Nachbargebiete erkennen lassen. Die Hauptgangspalte des Eruptivgebietes, die wir ohne Unterbrechung aus dem Eisackthal bis in's Vildarthal verfolgen konnten, und in deren Streichungsrichtung noch weiter in W. die mächtige Apophyse des Rothbaches auftaucht, liegt in der unmittelbaren Fortsetzung jener merkwürdigen Dislocation, welche Mojsisovics als Bruchlinie von Villnöss in die Literatur eingeführt hat. Dieselbe streicht mit ungefähr ostwestlichem Verlauf aus dem Gebiete von Auronzo mitten durch die triadischen Kalkmassive hindurch in's Villnössthal, wo sie als steile Verwerfungskluft zwischen den Quarzporphyren von Theiss und dem Phyllitcomplex der linken Thalseite besonders deutlich hervortritt, und von hier dem Südrande der Aktinolithschieferlinse von Gufidaun entlang bis in's Eisackthal. Aus der bedeutenden Sprunghöhe, welche die Verwerfung noch im unteren Villnössthal besitzt und dem Erzvorkommen auf dem Pfundererberge schliesst schon Mojsisovics (loc. cit. p. 121) auf eine muthmassliche westliche Fortsetzung dieser Störungslinie.

Die jüngsten Bildungen, welche in dem mesozoischen Abschnitt dieser Störungslinie an die Bruchränder herantreten, gehören der Kreide an; die letzten Verschiebungen die hier stattgefunden haben, konnten nicht vor dem Ende der Kreidezeit eingetreten sein. Dennoch neigt sich Mojsisovics, auf andere Gründe gestützt (loc. cit. pag. 516 ff.), der Ansicht zu, dass diese Störungslinie in ihrem westlichen Abschnitte wenigstens, im Villnössgebiete, ihrer ersten Anlage nach in eine frühere Epoche der geologischen Geschichte des Landes zurückreiche. Durch die vorliegenden Daten erscheint diese Vermuthung vollinhaltlich bestätigt. Die Tendenz zu Spannungsauslösungen in ostwestlich streichenden Bruchlinien, wie sie uns aus dem tektonischen Bilde dieses Theiles der Alpen zunächst schon in der Anordnung und Verbreitung der granitischen Massen (Brixener Granit, Cima d'Asta-Masse), in zweiter Linie sodann in der Gruppierung der von diesen alten Stauungswällen abhängigen Längsbrüche und Ueberschiebungen entgegentritt, gelangte hier schon frühe zu thätiger Entfaltung. Sie eröffnete die Bahnen, auf welchen die dioritischen Eruptivmassen zum Durchbruch gelangten, und zeichnete zugleich die Richtung vor, in welcher sich ungleiche Tensionsverhältnisse in späteren Perioden (Trias, Kreide) ausgeglichen

<sup>1)</sup> F. Teller. Ueber die Aufnahmen im Gebiete zwischen Etsch und Eisack. Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanst. 1880, pag. 96.

haben. Für die Feststellung des Betrages der Verwerfung in dem westlichsten und zugleich ältesten Abschnitt der Bruchlinie lassen sich bei dem gänzlich Mangel an stratigraphisch schärfer gegliederten Schichtgruppen innerhalb der phyllitischen Schichtgesteinsreihe keinerlei Anhaltspunkte gewinnen.

Die vorliegenden Erörterungen stehen in unmittelbarem Zusammenhange mit der Frage nach dem Alter der Intrusivmassen. Richthofen betrachtet die dioritischen Gesteine von Klausen als ein basisches Glied der Granitruption von Brixen und der Cima d'Asta. Mojsisovics sucht die Ansicht zu begründen, dass dieselben, zusammen mit den granitischen Massen, der Periode der Quarzporphyrergüsse angehören. Beide Anschauungen stützen sich ausschliesslich auf theoretische Erwägungen. Der Umstand, dass sich in den an der Basis der Bozener Quarzporphyrdecke liegenden conglomeratischen Bildungen, welche allenthalben deutlich über das vom Diorit durchbrochene Grundgebirge transgrediren, neben Bestandtheilen der alten krystallinischen Schiefer- und Gneissmassen nicht selten Rollblöcke von Eruptivgesteinen vorfinden, welche petrographisch vollkommen mit den dioritischen Gesteinen von Klausen übereinstimmen, erscheint uns als ein schwerwiegendes Argument gegen die Annahme einer zeitlichen Aequivalenz der Diorite und Quarzporphyre<sup>1)</sup>.

Wir möchten uns vielmehr der Anschauung zuneigen, dass die dioritischen Gesteine von Klausen einer selbstständigen Eruptionsphase angehören, welche der Bildung der mächtigen Decken porphyrischer Gesteine vorausging, aber in eine jüngere Zeit fällt, als der Durchbruch der granitischen Massen von Brixen und der Cima d'Asta. Für diese Vorstellung spricht einerseits die Antheilnahme dioritischer Gesteine an der Zusammensetzung klastischer Bildungen, die zweifellos älter sind, als der Bozener Quarzporphyr, andererseits die tektonische Abhängigkeit der schon vor dem Durchbruch der Diorite von Klausen gefalteten Phyllit- und Gneisscomplexe des Eisackthales von dem granitischen Gesteinswall von Brixen.

Die räumliche Zwischenstellung der Diorite von Klausen zwischen der Brixener Granitmasse und der Bozener Porphyrplatte kommt in Suess' meisterhaftem Idealprofil durch Südtirol<sup>2)</sup> sehr klar zur Darstellung.

Ueber die petrographischen Verhältnisse der Eruptivgesteine von Klausen, ihre mineralogische Zusammensetzung, Structurabänderungen und systematische Stellung wurde schon im vorhergehenden Abschnitte zusammenfassend berichtet.<sup>3)</sup> Es erübrigt uns hier nur noch, in einigen

<sup>1)</sup> Schon Trinker citirt in seinen Erläuterungen zur geognostischen Karte von Tirol (pag. 62) das Vorkommen von dioritischen und aphanitischen Felsarten in den Grenzbreccien zwischen Thonglimmerschiefer und Porphyr bei Dick im Sarnthale. Wir selbst haben derartige Vorkommnisse in der Umgebung von Sarnthein und im Eisackthale beobachtet.

<sup>2)</sup> E. Suess: Ueber die Aequivalente des Rothliegenden in den Südalpen. Wien 1868. (Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch. LVII. Bd., Taf. III.)

<sup>3)</sup> Für Vergleichen des petrographischen Materiales mit dem anderer bekannter Eruptivgebiete ergaben sich, sofern man nicht aus der uns vorliegenden, geologisch einheitlichen Gesteinsserie vereinzelte Typen herausgreifen will, nur wenig Anhaltspunkte. Die meisten Analogien bieten noch die erst jüngst von K. A. Lossen (Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1880, XXXII, pag. 206—215) aus dem Brockengranitmassiv beschriebenen pyroxenführenden Felsarten des Harzes. Sie bilden nach

Worten auf die loser verknüpften Mittheilungen über die Contactphänomene zurückzukommen.

Seit den bahnbrechenden Arbeiten von Lossen<sup>1)</sup> und Kayser<sup>2)</sup> über die Contactzonen der Harzer Diabase und den auf so reiche und so sorgfältig durchgearbeitete Materialien gestützten Untersuchungen Rosenbusch's<sup>3)</sup> über die Randbildungen der Granitite der Vogesen hat man diesen Erscheinungen allseitig ein erhöhtes Interesse entgegengebracht. Besonders anregend wirkte die von Rosenbusch eingeschlagene Untersuchungsmethode, die, in der Folge von verschiedenen Autoren adoptirt, zu zahlreichen neuen, die genetische Seite der Frage schärfer beleuchtenden Ergebnissen geführt hat<sup>4)</sup>.

In der Regel handelte es sich bei diesen Untersuchungen um die Deutung metamorphischer Vorgänge, welche das die Eruptivmasse umlagernde Schichtensystem in seiner Gesamtheit ergriffen und zur Bildung zonar gegliederter, mit dem wachsenden Abstände vom Eruptivgesteinscontact an Intensität und Mannigfaltigkeit abnehmender Umwandlungserscheinungen geführt haben. Dem Eruptivgebiet von Klausen sind, wie aus der Schilderung der Aufschlüsse im Tinnebach und der abnormen Gesteinsbildungen in der Umrandung des Diorits von Seeßen hervorgeht, Contactwirkungen ähnlicher Art zwar nicht völlig fremd, aber sie treten unter Verhältnissen auf, welche dem Studium dieser Erscheinungen keine besonders günstigen Aussichten eröffnen. Zunächst ist es klar, dass die der Hauptmasse nach schon ursprünglich krystallinen Bildungen in der Umrandung der Intrusivmassen, die Glimmerschiefer, Talk- und Sericitschiefer und Gneisse, für die umfangreichere Entfaltung paragenetischer Processe, wie sie sich in zonar gegliederten Contacterscheinungen äussern, kein geeignetes Substrat abgegeben haben. Die metamorphischen Veränderungen erstreckten sich hier auch vornehmlich auf die phyllitischen Zwischenstraten, in welchen dieselben in verschiedenen augenfalligen Erscheinungen, Verfärbung,

den trefflichen, an neuen Beobachtungsdaten stets so reichen Darstellungen des genannten Autors eine in sich geschlossene Reihe, die vom typischen Brockengranit (Granitit im Sinne Rosenbusch's) durch verschiedene Uebergangsglieder einerseits zum Harzburger Gabbro, andererseits zu sehr basischem Diorit hinführt. Die Gesteine führen ebenso wie jene von Klausen rhombischen und monoklinen Augit und bei geringem Kieselsäuregehalt stets, wenn auch in kleinen Mengen, freien Quarz. Manche Typen dürften sich vielleicht direct mit gewissen Ausbildungsformen der Klausener Gesteine vergleichen lassen.

<sup>1)</sup> K. A. Lossen. Metamorphische Schichten aus der paläozoischen Schichtenfolge des Ostharzes (Zeitschrift d. deutsch. geol. Gesellsch. XXI 1869, pag. 281.) ferner: Ueber den Spilosit und Desmosit Zinckens (eod. loc. XXIV 1872, pag. 750) und verschiedene neuere Schriften desselben Autors.

<sup>2)</sup> E. Kayser. Ueber die Contactmetamorphose der körnigen Diabase im Harz (Zeitsch. d. deutsch. geol. Gesellsch. XXII 1870, pag. 103.)

<sup>3)</sup> H. Rosenbusch. Die Steiger Schiefer und ihre Contactbildungen an den Granititen von Barr-Andlau und Hohwald, Strassburg 1877.

<sup>4)</sup> Wir citiren hier vor Allem: A. W. Howitt: The diorites and granites of Swift's Creek and their contact-zones (Royal Soc. of Victoria, Melbourne 1879); G. W. Hawes: The Albany granite and its contact phenomena (American Journal of Science 1881 XXI) und F. F. Müller: Die Contacterscheinungen an dem Granite des Hennbergs bei Weitisberga (Neues Jahrb. f. Min. 1882, II. Bd., pag. 245). Ferner A. Penck: Ueber einige Contactgesteine des Kristiania-Silurbeckens (Nyt Magazin for Naturvidenskaberne, Christiania 1879) und Toyokitsi Harada: Das Luganer Eruptivgebiet (Neues Jahrb. f. Mineral. 1882, II. Beilage Band 1. Heft).

Härtung, localer Anhäufung neu gebildeter Massen von Biotit, überhaupt in Vorgängen zum Ausdruck gelangten, die im Wesentlichen auf eine Stoffzufuhr von aussen her schliessen lassen. Aber auch in diesen Schichtabtheilungen erschwerte der wiederholte Wechsel mit offenbar unveränderten Glimmerschiefer- und Gneisseinlagerungen die schrittweise Verfolgung der Umwandlungsvorgänge. Hiezu kommt endlich noch der Umstand, dass gerade im Bereiche der interessanten Aufschlüsse im Tinnebach jüngere Querverwerfungen auftreten, welche den für diese Untersuchungen so wichtigen, klaren Einblick in die räumlichen Beziehungen von Eruptiv- und Schichtgestein wesentlich beeinträchtigen.

Wir mussten uns hier mit dem Hinweis auf die Existenz derartiger, noch in grösserer Entfernung von dem Rande der Intrusivmassen wahrnehmbarer Contactveränderungen und der Schilderung ihres allgemeinen Eindruckes begnügen und wendeten unsere Aufmerksamkeit einer zweiten aus der Contactwirkung resultirenden Gruppe von Erscheinungen zu, für deren Untersuchung ein reicheres Material vorlag.

Ueberall, wo die Eruptivgesteine von Klausen mit feldspathführenden Schichtgesteinen in Berührung treten, kam es zur Bildung von Mineralsubstanzen, die dem normalen Schichtenverbande sowohl, wie dem wesentlichen Bestande des Eruptivmagmas fremd sind. Theils vereinzelt, theils zu mineralreichen Aggregaten vereint, erscheinen Turmalin, Pleonast, Korund, Andalusit, Biotit, Rutil, Zirkon und Granat. Es sind im Wesentlichen dieselben Substanzen, welche aus anderen Eruptivgebieten als Producte der Contactmetamorphose bekannt geworden sind. Nur Korund dürfte hier zum ersten Male als Bestandtheil von dem Eruptivgesteinscontact entstammenden Umwandlungsproducten erscheinen.<sup>1)</sup> Spinell, resp. Pleonast ist aus dem benachbarten Eruptivgebiete von Predazzo (Canzacoli) bekannt; Tschermak hat denselben in dem von Richthofen als Monzon-Hypersthenit bezeichneten Gestein als accessorischen Gemengtheil, also in ähnlicher Erscheinungsform, wie in einigen unserer Norite, nachgewiesen.<sup>2)</sup> Andalusit,

<sup>1)</sup> Nach Catullo (Elem. di mineralogia applic. alla medicina ed alla farmacia. Padova 1833) kommen Körnchen von Korund mit Zirkon in den aus eruptiven Materialien gebildeten Sanden von Lonedo bei Schio im Venetianischen vor. Sie entstammen oligocänen Basalttuffen. Wohl bekannt ist dagegen Korund als accessorischer Gemengtheil alter krystallinischer Felsarten, Kalkowsky hat denselben erst jüngst als Begleiter von Spinell in Granuliten nachgewiesen. (Ueber Hercynit im sächsischen Granulit, Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1881 XXXIII Bd., pag. 533—539). Es erweitert sich hiedurch die Parallele, welche man zwischen den Contactproducten und alten krystallinischen Schiefer- und Massengesteinen zu ziehen pflegt. (Vgl. A. Penck Contactgesteine von Kristiania pag. 82.)

<sup>2)</sup> G. Tschermak. Die Porphyrgesteine Oesterreichs Wien 1869, pag. 114. Auch aus dem Contact mit jüngeren Eruptivgesteinen ist Spinellbildung bekannt. Vgl. L. v. Werveke, über das Auftreten von Pleonast als mikroskopischen Gemengtheil in einem von Nephelinit umschlossenen Gneissbruchstücke. (Neues Jahrb. für Mineral. 1880, II. Bd., pag. 284.) In näherer Beziehung zu den spinellführenden Gesteinen von Klausen stehen die Vorkommnisse, welche erst jüngst F. E. Müller aus den Granitcontactproducten von Alberoda i. S. beschrieben hat. (Die Contacterscheinungen an dem Granite des Hennberges bei Weitsberga, Neues Jahrb. f. Mineral. 1882, II. Band, pag. 245). Innerhalb der den innersten Contactring eines metamorphischen Thonschiefermantels bildenden Andalusitglimmerfelse fanden sich dünne Gesteinslagen, welche vorwiegend aus Quarz und Spinell, zum geringeren Theile aus Andalusit bestehen. Als Nebengemengtheile treten weisser Glimmer und Eisenglanz hinzu. Die Spinelle sind grün, durchsichtig und gleichen vollkommen gewissen ceylonesischen

Biotit, Zirkon etc. sind die gewöhnlichsten Attribute der Contact-metamorphose.

Der Turmalin spielt in den vorliegenden Contactproducten die erste Rolle; er ist zugleich das einzige Mineral, dessen Vorhandensein sich schon durch den makroskopischen Befund feststellen liess. Ihm zunächst steht Pleonast. Die übrigen Mineralien ordnen sich nach den quantitativen Verhältnissen ihres Vorkommens zu der oben angegebenen Reihe. Wo sich die Mineralien zu complicirter zusammengesetzten Aggregaten vereinigen, treten stets die Thonerdeverbindungen in den Vordergrund. Sie bilden das charakteristischste Moment der Contacterscheinungen dieses Gebietes.

Durch den Reichthum an Turmalinbildung schliessen sich die Contactproducte von Klausen eng an die von Rosenbusch und Hawes in der Umrandung granitischer, von Harada an den Grenzen porphyrischer Gesteine beobachteten Contactphaenome an. Wir erkennen in denselben in Uebereinstimmung mit den genannten Forschern die Wirkungen der die Eruptionsvorgänge begleitenden Emanationen von Gasen und Dämpfen mit Bor- und Fluorgehalt, welche in unserem Gebiete in den Feldspäthen der durchbrochenen Gneisscomplexe, vor Allem in den Orthoklasen der als Feldsteine bezeichneten Lagermassen ein günstiges Substrat für die Einleitung chemischer Actionen vorfanden. Kieselsäure, Kalk, Magnesia und Alkalien wurden zum Theile fortgeführt und lieferten das Materiale für die durch stoffliche Anreicherungen bedingten Veränderungen der Schichtgesteine, deren Wirkungen sich noch in grösserer Entfernung vom Contactrande geltend machten (untere Tinneschlucht, Umgebung des Diorits von Seeben), thonerdereiche Verbindungen blieben zurück und bildeten die Basis für die Ausscheidung jener Mineralsubstanzen, welche die an den Randklüften der Intrusivmassen auftretenden Neubildungen charakterisiren. Hier entstanden die mehrerwähnten thonerdereichen Mineralien und wurde reine Thonerde in Form von Korund abgeschieden. Partielle Umschmelzungen mögen diese Umwandlungsvorgänge unterstützt und beschleunigt haben, sie spielten jedoch nur eine untergeordnete Rolle. Wenigstens gelang es nur in einem Falle, Erscheinungen nachzuweisen, welche auf diese Art der Contactwirkung hindeuten (Glaseinschlüsse in den Andalusiten der Mineralausscheidungen im Diorit von Seeben). Im Wesentlichen waren wohl hydratische Processe thätig, und zwar unter jenen besonderen, die stofflichen Umwandlungen begünstigenden Modificationen von Druck und Temperatur, die aus dem Einpressen des Eruptivbreies in die unregelmässig gestalteten Spaltenräume resultiren mussten.

Mit Beziehung auf die vorliegenden Erscheinungen sind die Studien von Interesse, welche F. A. Genth<sup>1)</sup> über den Korund, seine

Pleonasten. Sie erscheinen in unregelmässig contourirten Körnern, sowie in quadratischen und dreieckigen Krystalldurchschnitten ( $\frac{1}{10}$ — $\frac{1}{3}$  Millimeter). Die Gesteine scheinen nach alledem bis auf den Quarzgehalt mit den spinellreichen Gesteinsbildungen im lamellaren Gneiss an der Basis der Diorite von Seeben sehr nahe übereinzustimmen.

<sup>1)</sup> Journ. für practische Chemie IX. 1874, pag. 49—112 und neuerdings in den „Contributions from the Laboratory of the University of Pennsylvania Nr. XK“ (Proc. Amer. Philos. Soc. 1882).



Umwandlungserscheinungen und die ihn begleitenden Mineralien veröffentlicht hat. Sie enthalten bestimmte Nachweise für den chemisch-genetischen Zusammenhang der wesentlichsten Bestandtheile unserer Contactproducte und für die Variabilität der relativ schwer veränderlichen Thonerdeverbindungen. Spinell (Pleonast und Hercynit), Fibrolit, Cyanit, verschiedene Feldspathvarietäten, Turmalin und eine ganze Reihe anderer hier nicht weiter in Betracht kommender Silicate erscheinen nach des Verfassers Darstellung mit dem Korund durch pseudomorphe Prozesse verknüpft oder direct als Umwandlungsproducte desselben. Die eigenthümliche Vergesellschaftung von Mineralien, wie sie unsere Contactproducte charakterisirt, findet in diesen Thatsachen ihre genetische Begründung.

Von den im Spaltenraume entstandenen Mineralneubildungen tritt uns ein Theil als accessorischer Bestand des Eruptivmagma's entgegen. Besonders Turmalin und Spinell erscheinen nicht selten als Nebengemengtheile des Eruptivgesteines, der letztere in kleinen Körnchen und Krystallen in vollkommen frische Plagioklase eingewachsen. Im Diorit von Seeben, in den Noriten der Wolfsgrube, des Vildar- und Rothbaches konnten complicirter zusammengesetzte Aggregate von Contactmineralien in schlierigem Verbande mit dem Eruptivmagma nachgewiesen werden.

In den Schichtgesteinen treten uns die neugebildeten Mineralsubstanzen theils als Imprägnationen entgegen, wie in dem spinellführenden Feldspathgestein an der SW.-Grenze der Masse des Vildarthales, theils in Gestalt drusiger Hohlräumeausfüllungen, in jedem Falle unter Verhältnissen, die auf einen Transport der Contactproducte in Lösungen schliessen lassen. Die reichsten Anhäufungen von Contactmineralien beobachteten wir an den Randklüften der Intrusivmassen. Sie gelangten hier entweder an den Wänden der Gangspalte oder in den die Ganggrenze begleitenden Trümmerbreccien zum Absatz (Südliche Grenze des Diorits von Seeben, ONO.-Grenze der Eruptivmasse des Vildarthales.) Bezüglich der an den Spaltenwänden auftretenden mineralreichen Gesteinsbildungen der Contactmetamorphose war es nicht in jedem Falle möglich mit Sicherheit zwischen in situ entstandenen Umwandlungserscheinungen und local mächtigeren Depôts aus mineralischen Lösungen zu unterscheiden. Es wären hiezu noch detaillirtere, ganze Reihen von Gesteinsproben umfassende Untersuchungen nothwendig gewesen, für die nicht immer hinlängliches Material zu beschaffen war.

Aus der Art des Verbandes der Contactmineralien mit dem Eruptivmagma, (Einschlüsse von Pleonast in den Feldspäthen des Eruptivgesteines, Fluctuationsstructur in den mit dem Magma verschlierten Mineralaggregaten) folgt mit Nothwendigkeit, dass die Prozesse der Mineralneubildung während der Eruptionsvorgänge sich abspielten und im Wesentlichen noch vor Erstarrung der injicirten Massen zum Abschluss gelangt seien.

## Anhang.

### 1. Die dioritischen Gesteine des Lüssenthal.

Im Thalgebiete von Lüssen, wo man die Diorite lange nur als Findlinge <sup>1)</sup> kannte, hat Pichler <sup>2)</sup> das Eruptivgestein an zwei Punkten anstehend aufgefunden: Auf dem Grabenerberg nordöstlich von Lüssen und an dem linken Ufer des Lasankenbaches südlich von St. Nicolaus bei Lüssen.

Der das Plateau der Lüssen-Astalpe überragende Grabenerberg (2191 Meter), der als lohnender Aussichtspunkt den Umwohnern unter den Namen Asthorn und Burgstall bekannt ist, bildet den Gipfel einer ziemlich ausgedehnten Dioritmasse von elliptischem Umriss, die ein Areal von nahezu 6 Quadratkilometern umfasst. Die Sennhütten der Astalpe (1905 Meter) bezeichnen den nördlichsten Punkt der Eruptivmasse. Die südliche Grenze liegt in den obersten Verzweigungen des in's Lüssenthal abdachenden Perwiglbaches. Die Endpunkte des kürzeren ostwestlichen Durchmessers werden im Westen durch die Steineralpe, im Osten durch eine Einsenkung in dem Verbindungskamm zwischen Grabenerberg und Lerchenereck markirt. Das Terrain ist ringsum mit Alpenweiden bedeckt, nur in SW., an der dem Lüssenthal zugewendeten Abdachung liegen nahe der Dioritgrenze felsige Entblössungen, welche das massige Gestein schon im landschaftlichen Bilde schärfer hervortreten lassen. In den vereinzelt Aufschlüssen innerhalb der Eruptivmasse beobachtet man eine flachliegende Bankung, die von einer in NW.—SO. streichenden Mittellinie beiderseits anticlinal nach aussen abfällt. Die Aufschlüsse sind jedoch für eine Beurtheilung des inneren Aufbaues der Masse unzureichend. Schiefergesteine der Quarzphyllitgruppe, Thonglimmerschiefer, Sericitgesteine und glimmerige Quarzitschiefer bilden die Umrandung des Diorits. Die Grenzverhältnisse sind nirgends in befriedigender Weise entblösst. Für den intrusiven Charakter des Gesteins spricht der Reichthum an fremdartigen Gesteinseinschlüssen im Diorit; sie erweisen sich fast durchaus als vollkommen unverändert.

Die zweite der vorerwähnten Localitäten liegt oberhalb der letzten Mühlen im Lüssenthal, 500 Meter südlich von der Ausmündung des Fortschell- (Sagewald-) Baches. Eine vorwiegend aus Dioritblöcken bestehende Steinmuhre am Fusse des linken Thalgehänges orientirt sofort über die Lage dieses Dioritdurchbruches.

Ein grösseres Interesse beansprucht ein drittes Vorkommen von anstehendem Diorit, das wir längs des Weges nach dem Berghofe Gargitt nordöstlich von Lüssen aufgefunden haben. Der Diorit setzt hier in einem vielfach gefalteten Complex phyllitischer, mit feldspathführenden, quarzitischen Gesteinslagen wechselnder Schichten als ein schmaler, in NNW. einschüssender Gang auf. Die Gangspalte liegt in der Streichungsrichtung des durchbrochenen Schichtensystems. Sie

<sup>1)</sup> Trinker, petrographische Erläuterungen etc., pag. 36.

<sup>2)</sup> Neues Jahrb. f. Mineral. 1871, pag. 273

streicht aus dem Pfitschbach durch das waldige Gehänge unterhalb Gargitt in den Maserbach, ohne die östlich davon liegende Thalschlucht des Perwigbaches zu erreichen. Im Maserbache, und zwar an dessen rechter Seite nahe der Thalsole ist die Grenze gegen das durchbrochene Schichtgestein am günstigsten aufgeschlossen. Sie wird hier durch eine etwa 12 Meter breite Zone von Breccien markirt, welche sich von den im Klausener Eruptivgebiete so häufig beobachteten Grenzbreccien durch reichlichere Entwicklung und grössere Frische des dioritischen Cements vortheilhaft unterscheiden. Die Einschlüsse bestehen aus eckig umrandeten, faust- bis kopfgrossen Phyllit- und Gneissbruchstücken, welche sich durch ihre dunklere Färbung sehr scharf aus der hellgrauen, feinkörnigen Dioritpaste herausheben. Sie scheinen in ihrem materiellen Bestande keine Aenderung erlitten zu haben. In östlicher Richtung nimmt die Gangmasse rasch an Mächtigkeit ab; in der dicht bewaldeten Thalscheide zwischen Maser- und Perwigbach keilt sie vollständig aus.

Die Gesteine des Gebietes von Lüssen sind durchgehends quarzführende, glimmerreiche Glieder der Uebergänge zwischen Norit und Quarzglimmerdiorit. Dieselben sind meist leider ziemlich zersetzt, und besonders der augitische Bestandtheil gestattet in den seltensten Fällen eine nähere Bestimmung. Im Allgemeinen stimmt die Ausbildung derselben mit jener der Klausener Eruptivgesteine überein. Sie sind alle ziemlich grobkörnig ausgebildet und zeigen nie eine Neigung zu porphyrischer Entwicklung.

Einen Unterschied gegen die Klausener Gesteine bildet die Art der Zersetzung des Biotits und Augits in manchen dieser Gesteine, so besonders in dem von der Astalpe. Dieses Gestein besteht im Wesentlichen aus Feldspath, Biotit und Quarz, wozu sich in geringerer Menge Augit und Hornblende gesellen.

Der Feldspath ist so stark zersetzt, dass er vollkommen milchig getrübt erscheint und Aggregatpolarisation zeigt. Hie und da lassen sich noch Andeutungen einer polysynthetischen Zwillingenzusammensetzung erkennen. Wahrscheinlich ist die Hauptmasse Plagioklas, daneben dürfte aber auch Orthoklas vorkommen, wie dies in fast allen quarzführenden Glimmerdioriten dieses Gebietes der Fall ist.

Der Biotit ist in bedeutender Menge im Gestein ausgeschieden, ist von rothbrauner Farbe und zeigt einen sehr grossen Dichroismus. Der Biotit enthält sehr häufig Einschlüsse von Kalklinsen, die oft sehr zahlreich parallel der basischen Endfläche eingelagert sind, so dass die Glimmerschnitte senkrecht auf die Endfläche ein gebändertes Aussehen erhalten.

Quarz ist in bedeutender Menge vorhanden, und zwar erscheint derselbe in unregelmässig begrenzten Partien, die meist die Zwischenräume zwischen den einzelnen anderen Bestandtheilen ausfüllen. Derselbe enthält zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse. Augit ist in diesem Gesteine nicht gerade viel vorhanden. Derselbe erscheint in einzelnen grösseren Krystalldurchschnitten und enthält eine grosse Anzahl von Einschlüssen, und zwar: Magnetit, Glimmerblättchen, Stücke eines chloritisch zersetzten Minerals etc. Oft enthält er auch graue Nadelchen, die alle nach einer Richtung angeordnet sind und dadurch dem

Augit ein diallagartiges Aussehen geben. Die Farbe des Augites ist eine licht gelbbraune, und bildet die Auslöschungsrichtung mit der Längsrichtung der Krystalle einen Winkel bis zu 40°. Man hat es hier also jedenfalls mit einem monoklinen Augit zu thun. Neben diesem Augit kommt auch noch in unregelmässigen Partien röthlich gefärbter vor, der deutlichen Pleochroismus zeigt und wohl Hypersthen sein dürfte.

Der Augit, besonders der diallagartige, geht bei seiner Zersetzung in Hornblende über. Es ist dies ein Vorgang, der ja schon häufig beobachtet wurde und besonders bei Beschreibung der diesen Gesteinen nahestehenden Augitdiorite oft erwähnt wurde. Auffallend ist dabei jedoch die dunkelgrüne Farbe und der lebhaft Pleochroismus der neugebildeten Hornblende.

Sehr ähnlich diesem Gestein ist das aus dem Maserbach. Dasselbe ist jedoch stärker zersetzt, und ist die Umwandlung des Augites zur Hornblende kaum nachweisbar. Hie und da jedoch sind in einzelnen Schiffen doch noch halbwegs frische diallagartige Augite vorhanden.

Eine etwas andere Ausbildung zeigen die Gesteine vom Grabenberg. Dieselben schliessen sich in ihrer Entwicklung enge an die Klausener Quarzporite an. Der Augit zeigt nie eine Umwandlung in Hornblende, sondern geht bei seiner Zersetzung in ein parallelfaseriges, gerade auslöschendes bastitisches Product über.

An einzelnen frischeren Augiten lässt sich auch die gerade Auslöschung constatiren. Manchmal bildet der Augit auch grössere runde Anhäufungen von einzelnen Körnern.

## 2. Die Amphibolite des Eisackthales.

Die Literatur über die Amphibolite von Klausen fällt aus Gründen, die schon in den einleitenden Bemerkungen zur vorliegenden Arbeit erörtert wurden, mit jener über die Eruptivgesteine dieses Gebietes zusammen. Es würde zu zwecklosen Wiederholungen führen, wollten wir hier noch einmal auf diesen Gegenstand zurückkommen. Da an derselben Stelle auch bereits eine allgemeine Charakteristik der Amphibolite gegeben wurde, so erübrigt uns hier nur noch, einige Detailbeobachtungen über diese Gesteine nachzutragen.

Das Verbreitungsgebiet der Amphibolite liegt mitteninne zwischen den Dioritdurchbrüchen von Klamm und jenen von Seeben und Pardell zu beiden Seiten des Eisackthales. Auf der rechten Thalseite bilden sie einen langgestreckten gegen die Strasse in schroffen Wänden abstürzenden Höhenrücken, der sich längs einer in der Richtung des Hauptthales verlaufenden Depression deutlich von dem steil aufsteigenden Feldthurnser Gehänge abtrennt. Ein scharfer Querbruch schneidet dieser Einsenkung entlang die südwestlich verflächenden Amphibolite des Thales von dem in derselben Richtung einfallenden Phyllitcomplex der anschliessenden Berglehne ab. Er liegt in der unmittelbaren Fortsetzung jener Dislocationsspalte, welche den plötzlichen Abbruch der Diorite von Seeben und Pardell gegen das Eisackthal bedingt. (Vgl. Taf. XV.)

Am linken Eisackufer gelangen die Amphibolite zu mächtigerer Entwicklung. Sie bilden hier den grössten Theil des schon orographisch scharf abgegrenzten Plateaus von Gufidaun, auf dessen Höhe sie wiederholt in geglätteten Rundhöckern, den unverkennbaren Zeugen der Wirkungen des alten Eisackgletschers, aus der dünnen Culturdecke hervortreten.<sup>1)</sup> Am Fusse des westlichen Plateaubsturzes hat die Bahnanlage günstige Aufschlüsse geschaffen. Die Amphibolite sind hier in einer fortlaufenden Steilwand entblösst, welche den innerea Aufbau der Gesteinsscholle und ihre Beziehungen zu den umlagernden Schichtgesteinen sehr klar zur Anschauung bringt. Die südliche Begrenzung der Masse ist, so weit hier die Aufschlüsse ein Urtheil gestatten, keine normale; sie fällt in ihrem westlichsten Theile wenigstens mit einer Längsverwerfung zusammen, welche die Verbindung zwischen der Villnösser Bruchlinie und der durch die Hauptgangspalte des Klausener Eruptivgebietes repräsentirten Dislocation herstellt.

Den besten Durchschnitt durch die Amphibolitmasse geben die vorerwähnten steilwandigen Entblössungen in der Tiefe des Eisackthales. An beiden Thalseiten liegen in der Mitte des Aufschlusses Hornblendegesteine von auffallend grobkörniger Structur, in welchen die lichtgrünen, strahlsteinartigen Hornblendedurchschnitte einen Längsdurchmesser von 1—2 Centimetern erreichen. Ohne scharfe krystallographische Begrenzung mit feinstrahlig zerfaserter Endigung liegen sie in dem grobkörnigen Grundgemenge von Quarz und Feldspath wirr und regellos durcheinander. Auf diese in ihrer Structur an grobkörnige Gabbros erinnernden Gesteine folgen, wie schon Reuss und Richthofen beobachtet haben, beiderseits feinkörnige Structurabänderungen, welche nach aussen allmählig in schieferigfaserige Amphibolite übergehen. In dem Aufschlusse an dem linken Eisackufer bilden die grobkörnigen Gesteinstypen eine scharf abgegrenzte sphäroidische Masse, welche von den feinkörnigen Amphiboliten flachschalig umlagert wird. Der innerste, an seinem Südrande durch eine untergeordnete Verwerfung dislocirte Kern löst sich nach Art einer kugeligen Concretion aus der Amphibolitmasse heraus. Die Höhe des Gufidanner Plateaus besteht aus denselben faserigen Structurabänderungen, welche im Eisackthal die äussersten Ränder des Aufschlusses charakterisiren.

Plattige quarzreiche Gneisse, glimmerige Quarzitschiefer und Quarzphyllite bilden die Umrandung dieser zonar gebauten lenticularen Gesteinsscholle. Wo die Amphibolite von Gufidaun über die Thallinie des Villnössbaches hinübergreifen, beobachtet man sehr schön ihre Wechsellagerung mit diesen Randbildungen. In der Tiefe der Schlucht tauchen hier in einer flachen, anticlinalen Aufwölbung lamellare, grünlich gebänderte Schichtgesteine vom Habitus der Bändergneisse des Seebenkammes auf; darüber liegen, durch die Wegbauten im Thale gut aufgeschlossen, dunkle, harte, feldspathführende Amphibolite, eine nur wenige Meter mächtige Decke bildend, und über diesen dieselben lamellarplattigen Gneisse, die an der Basis der Amphibolite hervortreten.

<sup>1)</sup> Die alte geognostische Karte von Tirol gibt hier irrthümlicher Weise eine Scholle von Verrucanbildungen an, wie sie an dem gegenüberliegenden Theisser Bergrücken an der Grenze von Porphyry und Thonglimmerschiefer auftreten.

Weiter thaleinwärts entwickeln sich aus den massigen feldspathführenden Amphiboliten deutlich geschichtete Hornblendegesteine, die reichlich Biotit aufnehmen und allmählig in grünliche quarzreiche Glimmerschiefer übergehen.

An den Felswänden im Eisackthale zeigen die Amphibolite neben der deutlichen, dickbankigen Gliederung mit im Allgemeinen südwestlichen Verflähen mannigfache, in verschiedenen Richtungen durchsetzende, bald steiler gestellte, bald flacher liegende Kluftflächen. Sie besitzen in Folge dieser Erscheinung nicht jene Stabilität, welche massigen Gesteinen von so festem Gefüge gewöhnlich zukommt. Das Gestein zeigt vielmehr eine ausgesprochene Neigung, sich in unregelmässig gestalteten Keilen auszulösen, deren Bewegung sodann nicht selten zur Bildung eigenthümlicher Contritionsproducte Anlass gibt. Kleinere Gesteinskeile werden durch den Druck grösserer gleitender Schollen vollständig zermalmt, und auch diese selbst besitzen den Kluftändern entlang in Folge des hier durch chemische Actionen gelockerten Gesteinsverbandes eine geringere Widerstandsfähigkeit gegen die Druckwirkung der sich bewegenden Massen. So entstehen die klastischen Bildungen, welche, oft zu festen, feinsplittigen Breccien verkittet, ausgedehnte Kluftnetze innerhalb der Amphibolitmasse erfüllen. An den Felswänden längs der Strasse von Klausen nach Brixen sind derartige Spaltausfüllungen wiederholt zu beobachten.

An den Aufschlüssen des linken Eisackufers treten uns diese Erscheinungen in noch reicherer Entwicklung entgegen. Nahe dem Nordrande der felsigen Entblössungen ist die Amphibolitmasse auf eine Längserstreckung von mehreren Metern in ein Haufwerk wirr durcheinanderliegender Gesteinsschollen aufgelöst, dessen Entstehung zweifellos auf die eben erörterten Vorgänge zurückzuführen ist. Der Uebergang aus dem zerklüfteten, aber noch immer in festem Zusammenhang stehenden Abschnitt der Amphibolitmasse in eine vollständig regellose Anhäufung verschieden gestalteter Gesteinstrümmel ist an den steilwandigen Aufschlüssen sehr deutlich zu verfolgen. Der eigenthümlich abgerundete, oft lebhaft an die Gestalt fluviatiler Geschiebe erinnernde Umriss einzelner dieser Gesteinsschollen erklärt sich leicht aus der Neigung des Amphibolites zu concentrisch schaliger Verwitterung.

Mitten durch diese verstürzte Masse setzen mit unregelmässigem Verlauf schmale Klüfte hindurch, die mit klastischen Materialien anderer Provenienz ausgefüllt sind. Die Füllung besteht im Wesentlichen aus Phyllitbruchstücken und Brocken von reinem Quarz, welche durch ein dunkles, glimmerig-thoniges Cement gebunden sind. Aehnliche Vorkommnisse mit demselben Materialbestande fanden sich auf Klüften im Diorit von Sulferbruck, und zwar an den Wänden unmittelbar oberhalb der Schmelzhütten; wir haben dieselben endlich nicht selten im Phyllit selbst beobachtet, unter besonders klaren Verhältnissen an mehreren Stellen des Feldthurnser Gehänges. (An dem steilen Karrenweg unterhalb des Dareshofes südlich von Pedrats, an dem Fahrwege östlich von Schnauders unmittelbar über Tschifnon und a. a. O.) Mit den Phylliten stehen sie gewöhnlich in so festem Verbande, dass man sie bei ungünstigem Aufschluss leicht für conglomeratistische Zwischenschichten halten könnte.

Alle diese Bildungen sind offenbar als secundäre Ausfüllungen offener Spalten und Kluftnetze zu betrachten.

Wir schliessen hier noch einige petrographische Details über die mikroskopische Analyse der Amphibolite an.

Dieselben stellen im Schliff ein rein körniges Gemenge von Hornblende mit Zoisit, Quarz, Orthoklas und Plagioklas dar, zu dem sich noch als Zersetzungsproduct der Hornblende Epidot gesellt.

Das Mengenverhältniss dieser einzelnen Gemengtheile ist natürlich in verschiedenen Varietäten ein wechselndes, und manche dieser Gemengtheile verschwinden vollständig.

Wir wollen zuerst die zoisitführenden Amphibolite kurz beschreiben. Der Hauptbestandtheil derselben ist, wie bei allen Varietäten, die Hornblende. Dieselbe ist von lichtgrasgrüner Farbe, zeigt nicht bedeutenden Pleochroismus und hat einen actinolithartigen Charakter. In Querschnitten zeigt sie oft sehr deutlich die Hornblendespaltbarkeit, während sie in Längsschnitten aus einem Aggregat von länglichen Säulchen und Nadelchen besteht, die alle lebhaft polarisationsfarben zeigen. Im Ganzen ist die Hornblende recht frisch und zeigt nur an einzelnen Stellen beginnende Umwandlung in lichtgelbgrüne Epidotkörner.

Der Zoisit erscheint in wasserhellen, entsprechend seiner Spaltbarkeit parallel gestreiften Durchschnitten von meist länglicher Form, die keine streng geradlinige Begrenzung wenigstens an den kurzen Seiten haben und im Gestein also Säulchen entsprechen, die meist zusammen aggregirt sind. Der Zoisit enthält zahlreiche kleine, grüne Säulchen (Hornblende) eingeschlossen und zeigt lebhaft polarisationsfarben.

Neben den beiden Hauptbestandtheilen kommt noch Quarz, und zwar in Körneraggregaten, die sich zwischen Hornblende und Zoisit einzwängen, vor. Derselbe erscheint da gemengt mit ebenfalls unregelmässig begrenztem Feldspath, der theils einfache Krystalle, theils Zwillinge, theils aber auch polysynthetische Zwillingsbildungen darstellt, so dass angenommen werden kann, dass sowohl Orthoklas als Plagioklas vorhanden ist.

In anderen Amphiboliten tritt nun der Zoisit immer mehr zurück, während gleichzeitig der Gehalt an Feldspath ein immer bedeutenderer wird. In manchen zoisitfreien Amphiboliten überwiegt sogar der Feldspath über die Hornblende. Derselbe ist immer recht frisch und meist unregelmässig begrenzt, obschon hie und da auch Krystalle vorkommen. Er enthält zahlreiche Einschlüsse von Hornblende und stellt theils einfache Individuen dar, theils zeigt er polysynthetische Zwillingszusammensetzung, so dass man Orthoklas und Plagioklas in beiläufig gleicher Menge annehmen kann. Eigenthümlich ist es, dass der Feldspath meist recht frisch ist, während die Hornblende eine eigenthümliche Zersetzung zeigt. Dieselbe erscheint nämlich bei gewöhnlicher (60facher) Vergrößerung an einzelnen Stellen grau-trübe, und dieser Process schreitet so weit vor, dass endlich bei vollkommener Erhaltung der Form der Umriss, die Hornblende vollständig grau getrübt erscheint, während sich an einzelnen Stellen Anhäufungen opaker Körner gleichzeitig gebildet haben. Bei stärkerer Vergrößerung sieht man, dass die ganze Hornblende in ein Haufwerk kleiner lichtgrügelber Körner ver-

wandelt erscheint, die man wohl, ohne fehl zu gehen, als Epidot ansehen kann. Die schwarzen, opaken Körner dürften Eisenverbindungen sein, die sich bei der Verwandlung der Hornblende in Epidot als secundäres Product gebildet haben. Bei manchen Amphiboliten scheint diese Umwandlung in anderer Weise erfolgt zu sein, und ist in denselben neben Hornblende Epidot in bedeutender Menge in grösseren Körnern von lichtgrünlicher Farbe vorhanden.

## I n h a l t.

	Seite	
<b>Einleitung</b> . . . . .	589	[1]
<b>I. Geologischer Theil</b> . . . . .	593	[5]
1. Ein Durchschnitt durch die Eruptivmassen von Seeben, Pardell und Verdings . . . . .	593	[5]
2. Profil durch den unteren Abschnitt des Tinnebaches . . . . .	606	[18]
3. Die Aufschlüsse in der Wolfsgrube . . . . .	615	[27]
4. Die Eruptivmasse des Pfunderer Berges als westliche Fortsetzung der Diorite von Pardell . . . . .	620	[32]
5. Die Eruptivmassen im Quellgebiete des Tinnebaches (Vildar- und Rothbach) . . . . .	624	[36]
6. Die Diorite von Klamm und Sulferbruck im Eisackthale . . . . .	634	[46]
<b>II. Petrographischer Theil</b> . . . . .	641	[53]
<b>A) Eruptivgesteine</b> . . . . .	641	[53]
a) Beschaffenheit der einzelnen Gemengtheile . . . . .	641	[53]
b) Structurverhältnisse . . . . .	645	[57]
c) Beschreibung der wichtigsten Gesteinstypen . . . . .	646	[58]
d) Chemische Beschaffenheit der Gesteine . . . . .	653	[65]
e) Stellung im petrographischen System . . . . .	654	[66]
<b>B) Producte der Contactmetamorphose</b> . . . . .	655	[67]
a) <b>Handbildungen der Intrusivmassen</b> . . . . .	656	[68]
1. Schwarze Knollen im lamellaren Gneiss an der Basis der Diorite von Seeben . . . . .	656	[68]
2. Gestein vom Contact der Südgrenze des Diorits von Seeben . . . . .	660	[72]
3. Dioritgrenze im unteren Vildarthal oberhalb der Einmündung des Weissbachels . . . . .	662	[74]
4. Südwestgrenze der Dioritmasse im hinteren Vildarthal . . . . .	663	[75]
b) <b>Aggregate von Contactmineralien im Eruptivmagma</b> . . . . .	664	[76]
1. Dunkle Seblieren im Diorit von Seeben . . . . .	664	[76]
2. Mineralreiche sphäroidische Concretionen im Norit der Wolfsgrube . . . . .	665	[77]
3. Spinellanhäufungen mit Fluctuationsstructur im Norit von Oberhofer . . . . .	667	[79]
4. Spinellanhäufungen mit Fluctuationsstructur im Norit der Wolfsgrube . . . . .	668	[80]
c) <b>Contact zwischen Feldstein und Diorit aus einer vom Magma umschlossenen Schichtgesteinsscholle im mittleren Vildarthal</b> . . . . .	669	[81]
<b>Rückblick und Schluss</b> . . . . .	670	[82]
<b>Anhang</b> . . . . .	678	[90]
1. Die dioritischen Gesteine des Lüsenthales . . . . .	678	[90]
2. Die Amphibolite des Eisackthales . . . . .	680	[92]





## Erläuterung zu Tafel XVI.

**Fig. 1.** Dunkle Schlieren im Quarzglimmerdiorit von Seeben (an den felsigen Entblössungen nördlich vom Gipfel).

Büschelig gruppierte Andalusitnadeln von Spinellkörnern und Biotitblättchen durchsetzt, auf der linken Seite durch Zersetzung körnig getrübt. In der Mitte des Bildes einzelne grössere Längs- und Querschnitte von Andalusit (zonaler Bau, sanduhrförmige Verwachsung). Links unten grosser Andalusitkrystall mit Glaseinschlüssen. Links von der Mitte hexagonaler Durchschnitt von Korund. Vergr. 1 : 80.

**Fig. 2.** Vom Contact der Südgrenze des Diorites von Seeben mit den vorgelagerten Gneissbänken (an dem nach Pardell führenden Fahrwege).

Links oben rechteckige Durchschnitte eines specifisch nicht näher zu bestimmenden, farblosen, rhombischen Thonerdminerales mit Spinell. Dasselbe in kleineren, zu parallelen Reihen aggregirten Durchschnitten in der Mitte des Bildes und an dessen unterem Rande. Links unten und rechts oben grössere Partien des zweiten unbestimmten farblosen Mineraleres mit Zersetzungserscheinungen. Am oberen Rande Turmalin, in einer gelbgrünen Aggregatpolarisation zeigenden Masse eingebettet. Biotitblättchen, Erzpartikeln. Vergr. 1 : 80.

**Fig. 3.** Schwarze Knollen im lamellaren Gneiss an der Basis des Quarzglimmerdiorites von Seeben (an dem Wege nach Pardell).

Spinell in Körnern und Krystallen, über die ganze Bildfläche vertheilt; nur links von der Mitte rechtwinkelig umrandete spinellarme Partien. Titaneisen in grösseren von Biotitblättchen umrabmten Partien; dasselbe rechts unten in Verbindung mit Korund. Am rechtsseitigen und unteren Rande unregelmässig begrenzte, nur ausnahmsweise an hexagonale Formen erinnernde, in der Mitte körnig getrübt Korunde. Nebenbei Andalusit, Rutil. Vergr. 1 : 240.

**Fig. 4.** Spinellanhäufungen mit Fluctuationsstructur im Norit. (Felsige Aufschlüsse längs des vom Oberhofer in's Rothbachl führenden Waldweges.)

Norit mit gestreiftem Plagioklas, Hypersthen, Biotit, — durchsetzt von spinellreichen Schlieren. Deutliche Fluctuationsstructur. Zirkon, Rutil (in schönen Zwillingen), Titaneisen mit Biotit aggregirt. Vergr. 1 : 240.

**Fig. 5.** Mineralreiche sphäroidische Concretionen im Norit (von dem Aufschlusse zwischen Wolfsgrube und langem Kofl auf der rechten Seite des Tinnebaches. Noritgang III).

Links Norit mit grösseren und kleineren bastitisch zersetzten Augiten und Plagioklas, umrandet von Mineralneubildungen: Andalusit (links oben grosser Durchschnitt mit frischerem Kern, vgl. Fig. 6), Korund (in schönem, hexagonalen Querschnitt und zahlreichen farblosen oder lichtblau gefleckten Längsschnitten). Links vom Mittelpunkt Durchschnitt eines zweiaxigen Mineraleres mit trübem Kern. Vergr. 1 : 80.

**Fig. 6.** Andalusit aus den im Bilde Fig. 5 dargestellten Mineralconcretionen, mit deutlicher, fast rechtwinkliger Spaltbarkeit und randlicher Zersetzung. (Die zersetzten Partien sind in der Zeichnung nicht dargestellt.)

**Fig. 7.** Turmalin mit Flüssigkeitseinschlüssen, oben divergent strahlig gefasert. (Aus den Contactbildungen an der Dioritgrenze im Vildarthal unterhalb der Ausmündung des Weissbaches, rechte Thalseite.)

Fig. 1.

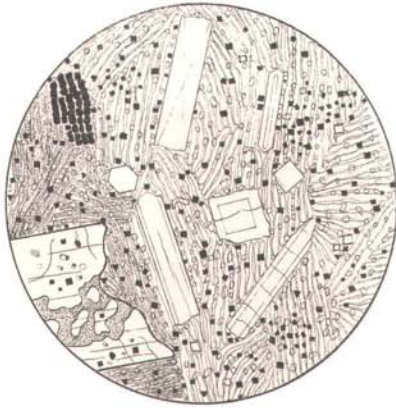


Fig. 2.

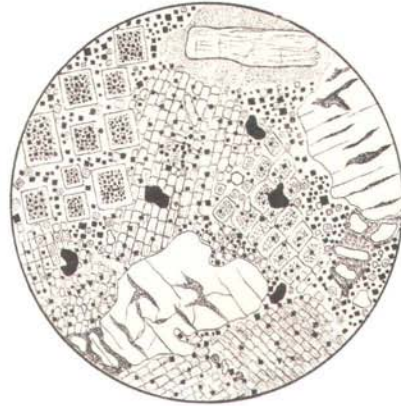


Fig. 3.



Fig. 6.

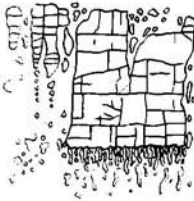


Fig. 7.

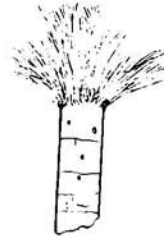


Fig. 4.



Fig. 5.



Gezeichnet v. Dr. S. Hussak

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.