

des Mies-Plaser Spilitzuges Spilite in der Gegend von Řemešín-Trojany fest. Diese Spilite finden im Schnellatale keine Fortsetzung. Außerdem wies Andrusov Verschiedenheiten in den Lagerungsverhältnissen der Schiefer bei Řemešín und in ihrer südwestl. Fortsetzung im Schnellatale nach und er glaubt, beide Tatsachen durch die Annahme einer Störungszone erklären zu können, die am linken Ufer der Schnella verläuft und deren Natur bisher noch nicht festgestellt werden konnte. Auf eine ähnliche Störung macht auch Smetana (Lit. 8) im südlichen Kontaktgebiete der Tysser Granitintrusion aufmerksam. Smetana erwähnt außerdem noch einige tektonische Details über die Lagerungsverhältnisse des Algonkiums in der Umgebung von Scheles, so die Synklinalen bei Potworov und Přehořov und die Antiklinalen bei Řemešín und in der Nähe des Bystry-Baches, deren Achsen mit denen der beiden oben erwähnten Synklinalen parallel gehen.

Zweck der vorliegenden Untersuchungen ist nun, eine Charakteristik der petrographischen und soweit es möglich ist, auch der tektonischen Verhältnisse in dem hier nordwestlich anschließenden Teil des Grundgebirges, dem Luditz-Rabensteiner Streifen einschließlich der bis auf die Jetztzeit stattgefundenen geologischen Ereignisse zu geben. Es sei gleich jetzt betont, daß die nachfolgenden Ergebnisse kein abschließendes und erschöpfendes Urteil beinhalten und sie ohne Eingehen auf spezielle Fragen nur als Übersicht über die Zusammensetzung und den Aufbau des vorliegenden Gebietes gedacht sind.

A) Petrographie und Tektonik des Grundgebirges und seiner Intrusivgesteine.

Einleitend sei mit einer kurzen Kennzeichnung der Verhältnisse west- und nordwestwärts der Andrusovschen Synklinale bei Ondřejov-Mlatz begonnen.

Aufschlüsse größeren Stils finden sich westlich von Mlatz in den auf der Anhöhe „na kluku“ angelegten Steinbrüchen. Die Schiefer streichen in nordöstlicher Richtung ($N 40^{\circ}$), verflachen unter steilem Winkel nach Südosten oder stehen beinahe saiger und entsprechen dem Nordwestflügel der Ondřejover Synklinale. In ihrem Aussehen sind sie schon verhältnismäßig gut kristallin, bald mehr, bald weniger vollkommen schieferig entwickelt und zeigen im ersteren Falle horizontal liegende Streckungserscheinungen. Unter dem Mikroskop erweist sich das Gestein als biotitreich und als solches *k o n t a k t m e t a m o r p h* durch eine unweit westlich von hier an der scharfen Umbiegung der Schnella nach Westen gelegenen Intrusion eines Gabbrolagerganges, die auch die stellenweise klotzige Ausbildung der sonst schon einigermaßen dachschieferig (so z. B. bei der Halte-

stelle Manetin) entwickelten Schiefer bedingt. Ansonsten besteht das Gestein wesentlich noch aus Serizit und Quarz, in geringen Mengen treten auf Chlorit, Albit, Turmalin, Zirkon, Apatit, Rutilnadelchen (meist als Sagenit im Biotit), ferner Eisenerze und kohlige Substanzen. Von den angeführten Gemengteilen treten nur einzelne Biotit- und einige wenige größere Muskovitindividuen einsprenglingsartig auf. In diesem Falle sind besonders die Biotite von Quarzkörnchen durchwachsen. Der Biotit tritt außerdem noch in Form der bekannten runden Scheibchen als Einschluß im Quarz auf, dessen Individuen in ihrer gegenseitigen Abgrenzung gleichzeitig an die Pflasterstruktur der Hornfelse erinnern. Die Umwandlung des Biotites ist die in Chlorit, teilweise besteht sie auch nur in einer mehr oder weniger vollständigen Ausbleichung. In beiden Fällen, besonders aber im letzteren Falle scheiden sich zwischen den Blättern des Biotites und in seiner Umgebung reichlich Eisenerze aus. Die Umwandlung dieser winzigsten Körnchen führt zur Entstehung gelblicher, stark licht- und doppelbrechender Substanzen, die dem Titanit angehören. Der Feldspat ist ein seltenerer Gemengteil und tritt durch kristallographische Begrenzung und durch seine geringe, dem Quarz gleiche Größe nicht hervor. Er ist ein Oligoklasalbit mit ungefähr 85 % Ab. (nahe \perp MP -5°). Kennzeichnend für ihn ist neben der herrschenden Ausbildung als einfacher Zwilling mitunter das Auftreten einer polysynthetischen Lamellierung und sein völlig unzersetztes, quarzähnliches Aussehen.

Die mikroskopische Untersuchung besonders der wesentlichen Gemengteile lehrt uns also, daß wir es hier mit einem vollkommen umkristallisierten Gesteine zu tun haben, in dem wohl kein bedeutenderer Gemengteil nur mehr eine klastisch-allothigene Herkunft vermuten läßt. Der Mangel fast jeglicher Kataklyse am Quarz zeigt ferner, daß die Kontaktmetamorphose als die Ursache dieser so intensiven Umkristallisation des Gesteins die letzte metamorphe Einwirkung darstellt, die keine weitere mehr im Gefolge hatte. Dadurch ist auch das Alter der Gabbrointrusion als nachvaristisch festgelegt, da ein wesentlicher Anteil an der Metamorphose unseres Grundgebirges dem Varistikum zufällt.

In der schon erwähnten Gabbrointrusion handelt es sich um einen Biotit-Hornblendegabbro, der wesentlich aus einem basischen Ca-Na-Feldspat und brauner, teilweise auch grüner Hornblende besteht. Brauner Biotit ist in größeren Mengen vorhanden und vertritt in einigen Schlifften die Hornblende vollständig. Als Nebengemengteile treten reichlich Apatit und Eisenerze (wohl meist Ilmenit), als Umwandlungsprodukte Calcit, Sericit, Epidot und Chlorit auf.

Der Ca-Na-Feldspat ist ein Andesin bis Labrador. Er zeigt Ab- und Pe-Gesetz und hat gemäß $\perp a$. K (Kern) $+ 25^\circ$, R (Rand) $+ 15^\circ$ 50% , bzw. 30% An und nach $\perp MP$ $+ 21\frac{1}{2}^\circ$ ungefähr 45% An. Manche Individuen sind besonders intensiv zonar und invers struiert. Die Umwandlung ist am weitesten im Kern vorgeschritten und führte neben Calcit und Serizit auch zur Bildung von Epidot. Die braune Hornblende mit nahe $\perp \beta$ $c\gamma$ 8° ist kräftig pleochroitisch (α hellgelb, γ fast gleich β dunkelbraun), Chloritbildung unter gleichzeitiger Ausscheidung von Eisenerzen, Calcit und Epidot sind ihre Umwandlungserscheinungen. Sie ist öfters sehr einschlußreich und enthält neben scharf sechseitigen Apatitsäulchen auch Eisenerze, die in ihrer Ausbildung auf Titaneisen hinweisen (sogenannte „zerhackte“ Formen des Titaneisens). Außerdem treten bei der Verwitterung des letzteren Systeme von untereinander parallelen Lamellen, zu denen weitere Lamellen unter Winkeln von 60° hinzutreten können, zutage, wie sie am Titan-eisen besonders aus unfrischen Diabasen schon länger bekannt sind. Die grüne Hornblende ($c\gamma$ 14° , α gelblichgrün, γ bläulichgrün) bildet teils parallele Fortwachsungen der braunen Hornblende, teils durchwächst sie letztere in mehr oder weniger unregelmäßiger Weise. Ihrem Auftreten nach scheint sie sekundärer Natur zu sein. Den ältesten farbigen Gemengteil bildet der Biotit. Er ist öfters lamellenweise chloritisiert, enthält neben Apatit und Erzen auch Rutilsagenite als Einschlüsse. Vereinzelt finden sich pleochroitische Höfe. Als ältester farbiger Gemengteil zeigt er stets kräftige Resorptionsränder und wird er von der braunen Hornblende öfters umwachsen.

Der Gabbro zeigt noch die typisch hypidiomorph-körnige Struktur und läßt dynamometamorphe Einwirkungen fast nicht erkennen.

Das Streichen und Fallen der Schiefer nordwestlich des Gabbroganges bleibt zunächst im wesentlichen noch unverändert. Westlich von Kl.-Tschernheit — also schon auf dem vorliegenden Kartenblatte — bringt wieder ein Lagerganggestein einige Abwechslung in das Grundgebirge. Es ist stark zersetzt und ähnelt in seiner Zusammensetzung den noch zu besprechenden dioritischen Ganggesteinen in dem Gesteinszug Berghäusel-Radotin östlich von Modschiedl.

Im Folgenden lassen die Schiefer öfters als bisher Abweichungen sowohl hinsichtlich ihres Mineralbestandes wie auch ihrer Lage erkennen. Maßgebend für die Metamorphose der zunächst zu besprechenden Gesteinstypen ist eine schon von Anfängen einer Umkristallisation begleitete Bruchumformung.

Die nördlich der Ziegenmühle bei Rabenstein anstehenden Schiefergesteine bestehen im wesentlichen aus Quarz und Serizit neben den Gemengteilen Chlorit, Biotit (sehr wenig), Albit, Turmalin, Zirkon, Rutilnadelchen, Apatit, Hämatit, Eisenerze und kohlige Substanzen. Einsprenglingsartig (allothigen) treten hier nur der Quarz und die wenigen Feldspatindividuen, seltener auch einzelne Muskowitlamellen auf. Der Quarz (0'075 mm) ist bisweilen stark zertrümmert und die Trümmerzonen zu feinkörnigen Schlieren auseinandergezogen, in der Mehrzahl der Fälle aber auffallend kataklasfrei. Letzteres gilt insbesondere auch für den Albit ($\perp a$ —13°, Ab 95 %, 0'07 mm), der außerdem auch auf Grund seines ausgezeichneten Erhaltungszustandes eine nur klastisch-allothigene Herkunft in Frage stellt. Auch er ist polysynthetisch nach dem Ab-Gesetz verzwillingt. Die verhältnismäßige Kataklasfreiheit der wohl noch klastischen Quarzkörnchen ist vielleicht durch die reichliche Anteilnahme der blätterigen Minerale an der Zusammensetzung des Gesteines bedingt.

Das authigene Grundgewebe besteht im wesentlichen aus einem grünlichen Glimmer (0'017 mm) und Quarz (0'02 mm) in wechselnder Menge nebst etwas Chlorit (0'017 mm). Durchschnittliche Korngröße 0'018 mm). Der Turmalin (0'05 mm) ist farblos bis etwas grünlich oder bläulichgrün und braun pleochroitisch. Die abgerollten, allothigenen Zirkonkörnchen erreichen Größen bis zu 0'028 mm. Intensive Umwandlungen zeigen die meist staubartigen, selten unregelmäßige, größere Körner bildenden Eisenerze (bis 0'024 mm). Die Neubildungen sind winzigste, stark licht- und doppelbrechende, gelbliche Titanminerale.

Ein Bild von den mannigfachen Bewegungen im Gestein gibt uns der Verlauf der die ursprünglichen Schichtflächen markierenden Streifen von vorwiegend kohligem Substanzen. Vor allem ist daraus ersichtlich, daß die neuen Bewegungsflächen (Schieferungsflächen) den alten Schichtflächen folgten. Intensive Stauungen dieser kohlereichen Schichten wechseln ab mit mehr oder weniger vollkommenen Auswalzungen und teilweisen Unterbrechungen derselben und an manchen Stellen des Dünnschliffes gewinnt man den Eindruck kleinster Faltenbildungen.

Deutlicher als im vorangehenden Falle zeigen die unmittelbar beim Eisenhammer südlich von Rabenstein auftretenden Schiefergesteine die Abhängigkeit des Grades der Metamorphose von der ursprünglichen Beschaffenheit des Sedimentes, insbesondere von der Korngröße und dem Anteil von mehr tonigen oder mehr kieseligen Substanzen an der Zusammensetzung. Es sind dies schwarzblaue, ungewein harte, wenig spaltfähige Gesteine mit einem verhältnismäßig hohen Gehalt an Quarz und

kohligen Substanzen. Im Dünnschliff erweist sich dieser Schiefer im Verhältnis zu den vorangehenden und noch folgenden Phyllittypen als stark kataklastisch. Die hier deutlich klastischen, ebenfalls allothigenen Quarzbröckchen (0'202 Millimeter) sind kräftig mörtelstruiert, meist aber vollständig zertrümmert und gleichzeitig linsen- bis lagenförmig zerzogen. Durch den Gebirgsdruck weniger beanspruchte Individuen sind hier seltener. Im Dünnschliff treten dieselben nach Art der Feldspatagen im Gneis auf und werden von den blätterigen Mineralen manchmal unter deutlichen Verbiegungen ihrer Lamellen umflasert. Der Feldspat (0'138 mm) ist auch hier wieder ein Albit ($\perp a$ — $15\frac{1}{2}^\circ$) mit den obigen Eigenschaften. In den hier öfters auftretenden serizitischen Neubildungen sind wohl die letzten Reste klastischer Feldspatteilchen zu erblicken. Die wesentlichen authigenen Bestandteile des Grundgebirges sind auch hier Quarz (0'028 mm), Serizit (0'021 mm) und Chlorit (0'029 mm) mit einer durchschnittlichen Korngröße von 0'026 mm. Der Turmalin (0.08 mm) ist bräunlichfarben und braungrün pleochroitisch.

Die Schiefer behalten bis zum Eisenhammer ihr südöstliches Fallen (als Nordwestflügel der Ondřejover Synklinale) bei; auch die Streichrichtung bleibt eine nordöstliche, wenn sie auch bedeutenden Schwankungen unterlegen ist. Kennzeichnend für die zwischen der Ziegenmühle und dem Eisenhammer durchstreichenden Gesteine sind noch die ungemein zahlreich auftretenden kleintektonischen Erscheinungen (Fältelungen, im Kartenbilde), die durch die hier sehr häufig entwickelten, schichtenparallelen Quarzäderchen besonders im angewitterten Gestein deutlich zum Ausdruck kommen.

Schnellaabwärts von der Ziegenmühle, ungefähr 400 Schritte von letzterer entfernt, nimmt ein auffallend grünlich gefärbter Gesteinszug Anteil an der Zusammensetzung des Grundgebirges. Es ist dies ein schieferiges, hornblendereiches Gestein, eingeschaltet im Urtonschiefer mit gleichgerichtetem Streichen und Fallen. Offenkundig wurde auch dieses Gestein von denselben tektonischen Bewegungen wie das Grundgebirge erfaßt. Die Schieferung tut sich vornehmlich durch die parallele Anordnung der Hornblendennadeln kund. Die Hornblende tritt zuweilen als Einsprengling hervor. Sie ist bläulichgrün mit $c\gamma$ 14° und deutlich pleochroitisch (α blaßgrünlichgelb bis fast farblos, γ blaugrün, Schliffdicke $D = 25 \mu$). Ihre äußeren, bisweilen völlig zertrennten Formen zeigen starke Kataklyse. Parallel den ungemein häufigen Rissen und Sprüngen wie auch den Spaltrichtungen siedeln zahlreiche winzigste, bisweilen schwach braun durchsichtige Erzkörnchen, -blättchen und -stäbchen, letztere öfters mit senkrechter Stellung

zur Klufthand. Durchsetzung mit calcitischen Neubildungen besonders randlich ist öfters der Fall. Ein schmaler, einschlußfreier Rand scheint bisweilen auf eine nachträgliche Fortwachsung hinzuweisen. Verwachsungen mit Biotit sind häufig. Letzterer nimmt auch an der Zusammensetzung der Grundmasse in meist chloritisierter Form Anteil. Wesentliche Gemengteile der letzteren sind noch einschlußfreie Hornblendenädelchen mit den Eigenschaften der Einsprenglinge, ferner viel Chlorit und Feldspat. Von diesen ließ auch der Feldspat in einigen, wohl schon vollständig zerteilten, aber in ihren Bruchstücken noch einheitlich auslöschenden Individuen ehemaligen Einsprenglingscharakter erkennen. Er ist ein Albit, teilweise mit Zonarstrukturen und zwar außen Ab-reicher. ($\perp a$.— 17° , $\perp a$ K— $6\frac{1}{2}^{\circ}$ Ab 91%, R 15° — 18° Ab 96—98%, Ab-Gesetz, selten im Verein mit dem Pe-Gesetz). Häufig wird er von Apatitnadelchen durchspießt. Quarz konnte nicht nachgewiesen werden. Das Eisen erz ist stark titanhaltig und gibt bei der Umwandlung Titanit mit kleinem V und mit öfters spitzrhombschen Formen. Letzterer kann das Erz auch vollständig vertreten. Ganz selten finden sich noch Eisenglimmerblättchen. Unter den sekundären Gemengteilen nimmt der Calcit eine bevorzugte Stellung ein.

Der Mineralbestand der nicht porphyrisch entwickelten Typen gleicht im wesentlichen dem des vorbeschriebenen Gesteins. Das Erz wird hier zur Gänze von Titanit vertreten, der hier durch seine Häufigkeit ebenso auffällt wie der sekundäre Epidot. Der Feldspat ist wie im vorangehenden Falle äußerst frisch und täuscht in dieser Form öfters Quarz vor, der auch hier nicht festgestellt werden konnte.

Eine gewisse Parallele zu diesem Gestein mag ein ähnlich grüner, geringmächtiger Gesteinszug, im Trasowskabachtale ungefähr 1 km nordwestlich der Höllmühle nordöstlich von Luditz sein. Derselbe setzt im Glimmerschiefer auf und zeigt daher eine dementsprechend höhere Metamorphose; denn auch dieses Gestein hat den ganzen Werdegang der Glimmerschiefer mitgemacht. Die Zusammensetzung gibt im wesentlichen eine bläulichgrüne Hornblende mit $c\gamma$ 15° , wozu noch viel Zoisit und etwas Quarz, letzterer schichtenparallele Lagen bildend, nebst Titanit hinzukommen.

Es sind also auch für die nach Kettner vorspilitische Stufe unseres böhmischen Algonkiums eruptive Vorgänge in geringem Maße anzunehmen.

Mit den Dachschieferbruchdistrikten bei Rabenstein nähern wir uns einem Gebiete, das schon von Hochstetter (Lit. 9) im Jahre 1856 einer Untersuchung unterzogen wurde. Die hier noch heute zum Abbau kommenden

Dachschiefer sind von blaugrauer Farbe, ungemein dicht und durch eine vollkommen ebenflächige, leichte Spaltbarkeit ausgezeichnet. Die Bedingungen zu deren Entstehung lagen wohl der Hauptsache nach in einem von Natur aus vollkommen gleichmäßigen und gleichzeitig äußerst feinen Sedimente, das bei dem hier herrschenden Gebirgsdrucke eine vollkommenere Schieferung und leichtere Auslösung von Umkristallisationsvorgängen ermöglichte als in den vorangehenden Gesteinen. Die Folge davon ist, daß sich deutlichere Spuren von Kataklassen weder am Quarz noch am Feldspat oder Glimmer nachweisen lassen. Neben einzelnen Albiten (0,044 mm) treten nur noch einige wenige Quarzkörnchen (0,036 mm) einsprenglingsartig (allothigen) auf, die bisweilen in einem Verhältnis bis 1 : 5 zerzogen und ausgewalzt sind. Aber auch solche Individuen zeigen keinerlei Störungen in ihrem inneren Gefüge, ein Umstand, der sich nur durch eine starke Mitwirkung von Umkristallisationsvorgängen bei der Neuorientierung der Gemengteile oder auch durch eine nachträgliche Ausheilung der bestehenden Spannungen erklären läßt.

Die Gemengteile des Grundgewebes sind die gleichen wie bisher: Quarz mit 0,02 mm und grünlicher Serizit mit 0,028 mm. Durchschnittliche Korngröße 0,024 mm. Chlorit tritt fast ganz zurück. Der Turmalin erreicht Längen bis zu 0,08 mm, liegt mit seiner Längserstreckung meist in der Schieferungsebene. Zirkon 0,028 mm. Die Eisenerze (0,030 mm) zeigen Umwandlung in Titanit, der das Erz mit einem Hof gelblicher Körnchen umgibt oder dasselbe ganz ersetzt. Sie sind kristallographisch nicht begrenzt und bilden gerne schwarze Bänder, die den Schieferungsebenen folgen.

Sowohl in den vorangehenden Fällen wie insbesondere hier fallen im Dünnschliffe offene Klüftchen auf, deren etwas höher kristalline Füllung aus Quarz und Biotit (0,052 mm) besteht. Die Klüftchen verbreitern sich, wenn sie die Schieferungsebene unter größerem Winkel schneiden, und schwinden zusammen bei mehr weniger paralleler Lage mit jener. Sowohl die Quarzkörner wie die Biotite sind vollkommen kataklasefrei, letztere gleichzeitig in der Schieferungsebene gelegen. Diese Kluftausfüllungen sind Bildungen, die zwar erst nach dem allgemeinen Schieferungsprozesse des Dachschiefers, aber noch unter gleichen tektonischen Bedingungen entstanden sind. Nur bedingte das Auftreten von Biotit eine größere Durchwärmung des Gesteins, für welche wohl die Intrusion des Tysser Granites verantwortlich gemacht werden darf.

Die anderen von Hochstetter noch unterschiedenen Abarten der phyllitischen Tonschiefer unterscheiden sich von dem Dachschiefer durch kleine Unterschiede in dem relativen

Mengenverhältnisse der einzelnen Gemengteile und in deren Korngrößen, sowie durch die teilweise damit zusammenhängende unvollkommenere Spaltbarkeit, ferner durch Einlagerungen von Quarzlinsen und -knauern, die unregelmäßige Schichtung zur Folge haben.

Die unmittelbar bei L u b in einem kleinen Aufschlusse am Südwesteingang des Dorfes anstehenden Schiefer geben wieder ein Beispiel eines von Natur aus gröbereren Sedimentes, das teilweise noch mit der Lupe die klastischen Quarz- und Feldspatkörnchen als weiße Pünktchen in der grünlichgrauen Grundmasse erkennen läßt. Der Quarz (0'132 mm) ist unter starken Kataklasterscheinungen durchschnittlich in einem Verhältnis 1 3 ausgewalzt. Öfters ist er vollkommen zermürbt und zu Trümmerzonen parallel der Schieferungsebene zerdrückt. Der hier deutlich klastische Feldspat ist ebenfalls ein Albit mit $\perp a - 12^\circ$ (0'128 mm). Zum Unterschied von den Feldspaten der vorangehenden Gesteine ist er hier ungemein stark kataklastisch (durchschnittliches Maß der Auswalzung 1 2, in einem Falle sogar 1 6) und außerdem durch serizitische Neubildungen wie durch Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse, bisweilen auch durch opake, staubartige Substanzen vollkommen getrübt.

Die Gemengteile des Grundgemenges sind wieder Quarz (0'028 mm) mit grünlichem Serizit (0'034 mm) und Chlorit (0'036 mm). Durchschnittliche Korngröße 0'033 mm. Außerdem findet sich noch etwas Biotit in den z. T. auch durch limonitische Substanzen braun gefärbten, den Schichtflächen parallel ziehenden Streifen, deren Verlauf auch hier ein Bild von den mannigfachen Bewegungen im Gestein gibt. Sonstige Gemengteile sind: Turmalin 0'048 mm, Zirkon 0'044 m, Eisenerze 0'032 mm mit Umwandlung in Titanit, spärliche Hämatitblättchen und einige Zoisitindividuen.

Geht man in der Zone zwischen L u b und R a d o t i n die Phyllite ungefähr senkrecht zur Streichrichtung ab, so stößt man wiederholt auf härtere Gesteinspartien, die sich landschaftlich als kleine Erhebungen und Kuppen bemerkbar machen und südöstlich von R a d o t i n an der Zusammensetzung des Gesteinszuges bis zu den B e r g h ä u s e l n bei M o d s c h i e d l wesentlich Anteil nehmen. Dort ist ihrem weiteren Verlaufe durch zwei sich beinahe senkrecht schneidende Verwerfungen eine Grenze gesetzt, von welchen die eine die östliche Begrenzung der Modschiedl-Manetiner Permmulde bildet, während die andere zum Teil mit permokarbonischen Sedimenten erfüllt, landschaftlich durch eine merkliche Absenkung des südlich davon gelegenen Teiles des Grundgebirges in Erscheinung tritt. In ungefähr der gleichen Zone treten dieselben Gesteine noch einmal als Fortsetzung und zwar im Südwesten des Kartenblattes nördlich des

Mösinger Spitzberges und östlich von Domaschin auf. Es handelt sich im vorliegenden Falle um einen sehr interessanten Zug von teils aplitischen, teils granitoporphyrischen Lagerganggesteinen, die im Falle eines Zusammenhanges mit dem Tysser Granitstöcke nicht nur für die Differentiationsmöglichkeiten desselben, sondern auch für die Tektonik des Grundgebirges von Bedeutung sind.

Die aplitischen Gesteine bestehen bei wesentlich panidiomorphkörniger Ausbildung (nur hie und da tritt der eine oder andere Einsprengling — Albit, seltener Quarz, bis 1 mm groß — im Dünnschliffe auf) und angedeuteter oder deutlich ausgebildeter Schieferung aus einem körnigen Gemenge von Albit, stark kataklastischen Quarz und Muskowit.

Die Quarzeinsprenglinge sind stets in ein kataklastisches Körnerwerk zerfallen. Die Albite haben $\perp MP - 15^\circ$, (+), $n < K. B.$ und sind nach dem Ab-Gesetz öfters in Verbindung mit dem Pe-Gesetz verzwilligt. Zonarstrukturen fehlen vollständig. Sie sind öfters sehr einschlußreich an Flüssigkeits- und Gasporen und lassen beginnende Serizitneubildung erkennen. Dasselbe gilt auch für die Albite der Grundmasse. Der Muskowit ist farblos bis schwach grünlich und noch merklich pleochroitisch (Absorption $\gamma > \alpha$). Einzelne gelblichgrüne Blättchen mit deutlicherem Pleochroismus lassen auch auf die einstige Anwesenheit von etwas Biotit schließen. In einigen Typen tritt derselbe auch makroskopisch in Form kleiner dunkler Flecken auf. In äußerst geringer Menge finden sich noch winzigste Erz körnchen. Orthoklas konnte nicht nachgewiesen werden. So wurden bei der Einbettungsmethode in eine Immersionsflüssigkeit mit $n = 1.523$ die Feldspate keineswegs schwächer lichtbrechend gefunden, während Adular als Vergleichsobjekt immer eine niedrigere Lichtbrechung zeigte. All' diese Tatsachen wie Zurücktreten der Ca-Komponente aus dem Ca-Na-Feldspat im Verein mit dem gänzlichen Mangel an Zonarstrukturen und das Fehlen des Orthoklases deuten vielleicht darauf hin, daß ähnliche sekundäre Vorgänge diese Änderungen im Mineralbestand herbeigeführt haben, wie sie auch schon anderorts durch M. Stark (Lit. 10, 11) festgestellt worden sind.

Die granitoporphyrischen Intrusivgesteine, die die aplitischen Gesteine stets begleiten und sonst auch selbständig auftreten, überwiegen an Zahl wie Mächtigkeit (Schliffprobe zirka 400 Schritte nördlich von den Berghäusern). Bei nur im Dünnschliff zum Ausdruck kommender porphyrischer Struktur bestehen sie aus einer deutlich körnig entwickelten Grundmasse mit kleinen Einsprenglingen von Albit, seltener von Quarz. Der Albit ist bisweilen schwach zonar struiert und

hat \perp MP K -11° , Ab 94 %, R $-13\frac{1}{2}^\circ$, Ab 96 %, (+), $n < K$. B. Verzwillingung erfolgt nach dem Ab-Gesetz, mitunter treten auch Bavenoer Zwillinge auf. Die Quarzeinsprenglinge sind vollkommen zerdrückt und in kataklastische Teilindividuen aufgelöst.

Die Grundmasse setzt sich im wesentlichen aus Quarz, Albit und Biotit zusammen; dazu treten noch Erzkörnchen und Apatit, an sekundären Mineralen Serizit und epidotische, bzw. zoisitische Substanzen. Der Quarz der Grundmasse zeigt schwache Kataklaste, der Albit zahlreiche Poreneinschlüsse und außerdem Umwandlung in Serizit. Der Biotit tritt gern nesterförmig auf und bildet als solcher im Verein mit limonitischen Substanzen im Handstücke auffallende dunkle Flecken. Kataklaste sind ihm ebenso zu eigen wie dem Quarz. Er ist infolge beginnender Zersetzung von bräunlichgrüner Farbe oder fast vollständig ausgebleicht. Orthoklas konnte auch hier nicht nachgewiesen werden. Diese Zusammensetzung spricht für ein Gestein vom Charakter eines Quarz-Albit-Dioritporphyrites.

In den hier westlichst am Rande der Permmulde auftretenden Gesteinszügen treten zum obigen Mineralbestand noch Granat und eine blaugüne Hornblende hinzu.

Der offensichtlich primäre Granat tritt ohne kristallographische Begrenzung auf und ist von Quarzkörnchen reichlich poikilitisch durchwachsen. Seine primäre Natur ist umso glaubwürdiger, als in den der Granatbildung bedeutend günstiger gegenüberstehenden Nebengesteinen nicht die geringste Spur davon, geschweige denn in Größen bis zu 2 mm im Durchmesser zu bemerken ist. Die Hornblende ist kräftig pleochroitisch (α hellgelb mit schwach grünlichem Ton, β grünlichgelb, γ blaugrün), $c \gamma$ ungefähr 12° . Chloritisierung unter gleichzeitiger Bildung von Epidot und Calcit sind die gewöhnlichen Umwandlungserscheinungen. Ansonsten bleibt Biotit wie oben wesentlicher dunkler Gemengteil. Der Ca-Na-Feldspat tritt auch hier in 2 Generationen von annähernd gleicher Zusammensetzung auf ($\perp a.. -8^\circ$ bis -9° , Ab 93 %, (+), $n < K$. B.). Die aus ihm entstehenden Neubildungen gehören hier vorwiegend dem Zoisit α an. Die Ursache dazu liegt wohl in der durch die gebirgsbildenden Bewegungen bedingten Spaltung des ursprünglich basischeren Ca-Na-Feldspates, dessen Ca-Gehalt zur Bildung von Zoisit Anlaß gab.

Die Verbreitung dieser Intrusivgesteine ist im wesentlichen an die benannten Stellen gebunden. Vereinzelt und geringmächtig finden sich ähnliche Gesteine in meist aplitischer Ausbildung auch noch in höher metamorphen Phylliten und in Glimmerschiefern: so z. B. an der Straße zwischen Koll-

schau und der Straba-Mühle bei Cote 484, im Tra-sowskabachtale bei der Ziegelhütte östlich von Passnau, ferner ungefähr 250 Schritte südlich von Rati-worz in dem hier NO ziehenden Granitgneisgang, weiter gleich-falls im Gneis bei Maria Stock und schließlich bei Luse-tin (Vorkommen nicht mehr auf dem Kartenblatte) und südöstlich von Wilkischau bei Cote 549 im Glimmerschiefer. Letzteres, ungefähr $\frac{1}{2}$ m mächtiges Gestein ist wieder dioritisch mit wesentlich grüner Hornblende als dunklen Gemengteil entwickelt. γ derselben ist 18° , Pleo-chroismus kräftig und zwar für α hellgrünlich-gelb, für γ blau-grün. Bisweilen findet man Verwachsungen mit Biotit (Basis-blättchen desselben // 100 der Hornblende). Diese Hornblende tritt sowohl als mikroskopisch kleiner Einsprengling wie insbe-sonders als Grundmassegemengteil auf und wird in beiden Fällen nur von wenigen Biotitindividuen begleitet. Zertrümmerte grö-ßere Quarzkörnchen sprechen auch für das Auftreten von ehe-maligen Quarzeinsprenglingen. Neben der tafelig nach 100 entwickelten Hornblende besteht die Grundmasse wesentlich noch aus Quarz und Albit. Letzterer tritt unter den Quarzkörnchen nur sehr undeutlich hervor, hat $\perp \alpha$ —8 bis — 10° und Zwillingbildungen nach dem Ab- und Pe-Gesetz. Ansonsten findet sich noch reichlich Zoisit, ferner Apatit und Rutil, letzterer auch als Sagenit im Biotit. Häufig sind noch Ausscheidungen von Titanmineralen zwischen den Spaltflächen des Biotites. Stärkere Kataklyse treten auch hier nicht auf.

Die Intrusivgesteine in dem Gesteinszug Berghäuseln—Radotin—Lub nähern sich in ihrer nordöstlichen Fortsetzung dem Tysser Granitstöcke und es liegt die Auffassung nahe, sie mit dem letzteren in eine Verbindung zu bringen.

Zeitlich hängt die Intrusion dieser Ganggesteine offenbar mit den varistischen Gebirgsbewegungen zusammen; denn die hohe Kristallinität und der reichliche Biotitgehalt der die Intru-sionen begleitenden Phyllite im Verein mit etwas zurücktreten-den Kataklysen (siehe später) können in dieser geringen Tiefen-zone wohl nur kontaktmetamorphen Ursprunges sein. Fällt also einerseits das Auftreten dieser Eruptivgesteine noch in den Bereich der varistischen Faltungsvorgänge, so sprechen anderer-seits Aussehen und Erhaltung jener gegen eine allzu starke Bean-spruchung durch letztere. Daraus folgt das Empordringen der Ganggesteine gegen Ende der varistischen Faltung.

Die aplitischen Gesteine zeigen fast immer schieferige Tex-tur, während die dioritischen öfters richtungslos-körnig entwickelt sind, stellenweise auch zu konzentrisch-schaliger Absonderung neigen. Die seltenen, stets scharf ausgebildeten, unmittelbaren Grenzflächen beider Gesteine sind stets mit Harnischen bedeckt.

Gewöhnlich treten aber Phyllite, oft nur wenige Zentimeter mächtig, als Zwischenlagen auf und gleichen dann in ihrem Aussehen den in den Quetschzonen des Granites vorkommenden Schieferpartien. Sie bestehen im wesentlichen aus einem äußerst dichten Gemenge von feinsten, teilweise schon umgewandelten Biotitschüppchen und wenigen Quarzkörnchen, das mit gröberkörnigen, quarzreicheren Lagen abwechselt. Von anderen Gemengteilen sind noch spärliche Eisenerze, reichlich Brauneisen, Serizitleistchen, Zirkonkörnchen, vereinzelte Turmalinprismen und Titanitindividuen zu erkennen.

Die Änderungen in der Zusammensetzung des Grundgebirges mit zunehmender Phyllitisierung beruhen im allgemeinen auf einer Zunahme der Korngröße, Abnahme der klastischen Gemengteile und im Auftreten von für größere Tiefenzonen charakteristischen Mineralen. Diese allgemeinen Merkmale gelten im besonderen Maße für die die erwähnten Intrusivgesteine begleitenden Phyllite. Sie unterscheiden sich von dem Luber Phyllit vor allem durch die unvermittelte Zunahme der Korngröße (durchschnittlich 0·112 mm) und den aus der reinen Dynamometamorphose nicht folgenden Biotitreichtum. Der Mineralbestand ist daher gekennzeichnet durch wenig oder nicht kataklastischen Quarz (0·044 mm) und Biotit (0·165 mm) mit untergeordnetem Serizit (0·105 mm) und Chlorit (0·135 mm). Letzterer findet sich vorherrschend in den aus Quarz bestehenden Lagen. Sonstige Gemengteile sind Turmalin (0·098 mm), Eisenerze (0·082 mm), Zoisit (0·060 mm) und Apatit (0·120 mm), der gewöhnlich als Einschluß im Quarz erscheint und von schwarzen, körneligen Substanzen erfüllt ist.

Einige Aufmerksamkeit erregen die auch hier einsprenglingsartig (allothigen) auftretenden Quarz- (0·150 mm) und Feldspatkörnchen (0·210 mm, \perp a. —14°), die trotz der bisweilen stark parallel der Schieferungsebene gestreckten Formen (beim Quarz bis 1/5, beim Feldspat 1/3) zwischen + Nik. ein fast vollkommen homogenes Aussehen zeigen. Ein Quarzkorn ließ gleichzeitig parallel der Schieferungsebene orientierte Einschlüsse erkennen. All das legt den Schluß nahe, daß wir es hier z. T. mit umkristallisierten und in diesem Sinne authigenen Gemengteilen zu tun haben. Die Ursache liegt wohl in der Intrusion der Ganggesteine, die die Schiefer in einem zwar schon weit vorgeschrittenen Zeitpunkt der bisher z. T. noch kataklastischen Metamorphose durchbrochen haben, aber noch Umkristallisationsvorgänge und somit Ausgleichung der in den Gemengteilen aufgetretenen Spannungserscheinungen, z. T. auch noch Neubildungen ermöglichen. Die jetzt noch sichtbaren geringen Kataklassen gehen daher zum großen Teil auf jene Bewegungen zurück, die gleich-

zeitig randliche Verschieferung der Intrusivgesteine mit sich brachten.

Das Gestein von der Anhöhe östlich von Bohuslav bei Cote 589 unterscheidet sich von dem vorangehenden durch eine auffallende Abnahme der einsprenglingsartig auftretenden Gemengteile und durch das erstmalige Vorkommen von Granat. Ansonsten zeugt es gleichfalls von dem Einfluß der Ganggesteine auf die Umkristallisationsvorgänge. Die Gemengteile sind daher die gleichen wie oben: Quarz 0'040 mm, Biotit 0'140 mm, Chlorit ist meist aus Biotit entstanden, Serizit 0'062 mm, ist stellenweise in mit Quarz untermischten Aggregaten angereichert. Durchschnittliche Korngröße 0'095 mm. Der Turmalin (0'075 mm) ist vorherrschend blaugrün und ebenso pleochroitisch. Zirkon 0'070 mm, Eisenerze 0'065 mm, Zoisit 0'112 mm. Der Granat (0'231 mm) tritt fast stets ohne jede kristallographische Begrenzung auf und ist von den anderen Gemengteilen stark durchwachsen. Bisweilen zeigt er helizitähnliche Strukturen. Die Umwandlung ist die in Chlorite. Die wenigen einsprenglingsartig auftretenden Gemengteile gehören auch hier dem Quarz (0'160 mm) und dem Albit (0.240 mm) an.

Der tektonische Aufbau des Gebietes von der Ziegenmühle flußaufwärts zeigt kein einheitliches Bild mehr. Fallen wie Streichen der Schiefer wechseln auf verhältnismäßig engumgrenzten Stellen oft ungemein scharf und lassen besonders in letzterem Falle auch die Bedeutung der Bruchtektonik für unser Grundgebirge hervortreten. Eine Bruchlinie kann man deutlich südöstlich von Chiesch am Westabhang des Schellerberges verfolgen. Dort stehen unmittelbar an der Straßenbiegung Schichten mit stark nordwestlichem Streichen (N 76° W) an. Das Gestein ist stark kataklastisch, zerfällt beim Anschlagen an vielen Stellen in kleine, mit Harnischen bedeckte Stückchen und ist von nordöstlich streichenden, fast senkrechten Störungsflächen durchzogen (N 27°—39° O), die horizontalliegende Rutschstreifen erkennen lassen. Ungefähr 130 Schritte weiter südlich stellt sich wieder nordöstl. Streichen (N 5°—10° O) ein. Auf dieser kurzen Strecke wiederholen sich obgenannte Bruchlinien, längs welchen eine sprungweise Annäherung des Streichens an die normale NO-Richtung zu bemerken ist. An einer solchen Verschiebungsfläche, an der ungefähr NS streichende Schichten mit N 25° W streichenden Partien zusammentreffen, kann man aus Schlepplungserscheinungen deutlich die Richtung der Bewegung als nach Südosten gerichtet feststellen. Die gleichen Störungen wiederholen sich nochmals wenige Schritte weiter südlich. Dort lassen die Schiefer gleichzeitig wellenartige Verbiegungen ihrer Schichten erkennen. Letzteres ist auch süd-

westlich von Jablon unmittelbar an der Straße bei der scharfen Umbiegung der Schnella gegen Südosten der Fall.

Zeitlich stellen diese Bruchlinien die jüngsten Störungen des Grundgebirges dar und es ist nicht unmöglich, dieselben mit dem Empordringen des Tysser Granites in Verbindung zu bringen.

Ähnliche Störungen in der Streichungsrichtung zeigen auch die Glimmerschiefer im Trasowskabachtale westlich von Passnau.

Im Folgenden nähern wir uns Gesteinen, in denen die Intrusivgesteine fast fehlen oder nur äußerst geringmächtig auftreten. Wir möchten hier also Verhältnisse erwarten, wie sie für eine reine Dynamometamorphose in dieser Tiefenzone kennzeichnend sind. Auffallend ist, daß der Biotit nicht mehr aufhört, wesentlicher Gemengteil zu sein. (Untersuchte Probe von der Anhöhe bei der Bohuslaver Schäferei.) Quarz 0'052 mm, fast nicht kataklastisch, Biotit 0'135 mm, teilweise chloritisiert, Serizit 0'046 mm, tritt noch sehr zurück, Chlorit 0'135 mm. Durchschnittliche Korngröße 0.092 mm. Eine eigene Umwandlungsform zeigt hier wie im Folgenden das Eisenerz. Die Umbildung desselben führte zur Ausscheidung eines rostfarbenen, limonitischen Netzwerkes, in dem der ursprüngliche Titangehalt des Erzes in Form kleinster, farbloser bis gelblichbrauner Titanminerale zum Ausdruck kommt. Einsprenglingsartig kommen nur noch ganz vereinzelt Albite (0'142 mm) vor. Dieselben fallen durch starke Serizitneubildung oder durch vollständige Trübung durch schwarze, staubartige (kohlige?) Substanzen auf.

Die in den zwei letzten beschriebenen Gesteinsproben festgestellte Abnahme der Korngröße hält auch in den restigen Gesteinen der Phyllitzone noch an. (Probe vom Südwesteingang des Dorfes Sahorz.) Quarz 0'050 mm, Biotit 0'101 mm, Chlorit 0'101 mm, Serizit 0'058 mm, letztere zwei Gemengteile spärlich auftretend. Der Turmalin (0'076 mm) ist hier blaugrün und in blaugrünen und braunen Tönen pleochroitisch. Durchschnittliche Korngröße 0'080 mm. Trotz dieser relativen Abnahme der Korngröße liegt hier ein kräftiger dynamometamorphes Stadium vor als in den vorangehenden Gesteinen. Das zeigt vor allem der Granat, der an Größe sehr gewonnen hat (0'930 mm). Auch hier ist er besonders von Quarz durchwachsen. In äußerst geringen Mengen tritt noch ein Albit in kleinsten, kataklasfreien, unzersetzen Individuen auf (0'06 mm, \perp a -15° 97% Ab), der auch hier schon authigener Natur zu sein scheint.

Der Übergang vom Phyllit zum Glimmerschiefer findet ziemlich allmählich statt, so daß eine genaue

Grenze zwischen beiden Gesteinen in der Natur sich nicht festlegen läßt. Zu diesen Übergangsgesteinen gehört jene Zone, die von Schaub über die Straba-Mühle gegen Protiwitz hin zieht und längs der die geologische Karte vom Jahre 1856 der Wiener geologischen Reichsanstalt die Grenze zwischen Phyllit und Glimmerschiefer verzeichnet. Vor allem ist es die Korngröße, die von nun an wieder zu wachsen beginnt. (Untersuchte Probe zirka 300 m nördlich der Straba-Mühle bei der Straßenkreuzung). Quarz 0'100 mm, Biotit 0'128 mm, ist hin und wieder chloritisiert, Serizit 0'064 mm, tritt immer noch an Menge gegenüber dem Biotit zurück. Durchschnittliche Korngröße 0'097 mm. Turmalin 0'104 mm, Eisenerze 0'044 mm, Umwandlung wie oben, Zirkon 0'04 mm, Zoisit 0'108 mm. Der Granat tritt schon makroskopisch auf den Schieferungsflächen deutlich hervor und erreicht hier Durchmesser von durchschnittlich 1 mm. Die wenigen kleinen Feldspate gleichen in Zusammensetzung und Aussehen denen des vorangehenden Gesteines (0'110 mm, $\perp a$ — 14°). Trübung des Dünnschliffes durch staubartige kohlige Substanzen tritt noch allenthalben auf.

Die weiter zu besprechenden Typen erweisen sich schon makroskopisch als richtige Glimmerschiefer (Galgenberg östlich von Luditz). Vor allem nimmt die Korngröße in auffallender Weise zu. Quarz 0'186 mm, teilweise ziemlich stark wellig auslöschend, Biotit 0'285 mm, bisweilen chloritisiert, bleibt herrschender glimmeriger Gemengteil, Serizit 0'141 mm. Durchschnittliche Korngröße 0'204 mm. Eine ähnliche Größenzunahme erfährt auch der Feldspat, der gleichzeitig um einige Prozent basischer wird. (0'195 mm, $\perp MP$ — 7½°, 87% Ab, Ab-Gesetz). Turmalin 0'096 mm, Eisenerze 0'075 mm, Zoisit 0'111 mm. Der Granat (1'335 mm) zeigt sich meist vollständig oder teilweise in Chlorit umgewandelt. Durchwachsungen (Siebstruktur) kennzeichnen ihn auch hier.

Die kristalline Weiterentwicklung der Glimmerschiefer schreitet von nun an rasch vorwärts. (Probe unmittelbar vom Osteingang zur Stadt Luditz.) Die Änderungen liegen zunächst noch in der weiteren Zunahme der Korngröße.

Quarz 0'195 mm, etwas kataklastisch, Biotit 0'360 mm, Serizit 0'240 mm. Durchschnittliche Korngröße 0'265 mm. Der Feldspat ist hier durchschnittlich 0'160 mm groß und hat $\perp a$ — 10° Ab 92%. Der Granat (bis 1½ mm) ist öfters chloritisiert, Helizitstrukturen treten mitunter auf. Bisweilen ist er unter Erhaltung seiner sechseckigen Begrenzung bis zu einem Verhältnis von 1 : 2 parallel der Schieferungsebene gestreckt. Die bisweilen bedeutende Kataklyse der

Quarze und der Granaten geht auf nach der Umkristallisation des Gesteines stattgefundene Bewegungen zurück, wovon auch die verstellten Helizitzüge der Granaten Zeugnis geben.

Der weitere Verlauf der Dynamometamorphose ist gekennzeichnet durch zunehmende Basizität der Feldspate und das Auftreten eines weiteren Minerales der tieferen Zonen, des Rutil. (Schliffprobe aus einem kleinen Aufschluß an der Straße zur Toffelmühle ungefähr 600 m Luftlinie westlich vom Luditzer Bahnhof.) Der Quarz (0.216 mm) bildet öfters für sich selbständige Lagen im Gestein, in denen besonders die Anordnung der Flüssigkeits- und Gas-einschlüsse in Ebenen senkrecht zur Schieferungsfläche auffällt. Auch hier zeigt er vielfach wellige Auslöschung. Biotit (0.405 mm) ist herrschender glimmeriger Gemengteil geblieben, wenn auch Serizit (0.345 mm) an Bedeutung gewonnen hat (durchschnittliche Korngröße 0.322 mm). Der Ca-Na-Feldspat (0.287 mm) ist ein Albitoligoklas bis Oligoklas und bisweilen zonar struiert: $\perp a.. K + 2\frac{1}{2}^{\circ}$. 85 % Ab, innerster Saum der Schale $+ 5\frac{1}{2}^{\circ}$ 83 % Ab, Sch $+ 7^{\circ}$ 80 % Ab, äußerster R $+ 8\frac{1}{2}^{\circ}$ 78 % Ab. Verzwillingung erfolgt nach dem Ab- und Pe-Gesetz. Turmalin 0.120 mm, Zirkon 0.044 mm, Zoisit 0.150 mm. Die Eisenerze zeigen die gewöhnlichen Umwandlungserscheinungen wie oben; das sich neubildende Titanmineral gehört dem Titanit an. Daneben treten noch einige Eisenglanztafelchen in rot durchsichtigen Blättchen auf. Der Granat (im Handstück bis 2 mm) zeigt öfters als sonst kataklastische Veränderungen und verstellte Helizitzüge. Der Rutil bildet gedrungene, scharf begrenzte Säulchen (0.048 mm), ist gelblich bis braunrot und meist von breiten Totalreflexionsrändern gesäumt.

In dem westlichsten Teil des Glimmerschiefergebietes treten als Einlagerungen in demselben Lagergänge von Granitgneisen auf, die geologisch zum Buchauer Gneiskörper gehören (Lit, 1). Diese Gesteine sind kräftig gepreßt und bestehen bei schieferiger bis teilweise panidiomorphkörniger Struktur wesentlich aus Quarz, Feldspat und Biotit. Der Feldspat ist teils ein Orthoklas, teils ein Ca-Na-Feldspat mit $\perp MP -3^{\circ}$ bis -5° , Ab 82—85 %. Bisweilen ist letzterer schwach zonar und gleichzeitig invers struiert. In den Zwillingsbildungen herrscht nur das Ab-Gesetz. Die Feldspate, besonders die Oligoklase treten gerne einsprenglingsartig auf und werden in stärker gepreßten Typen linsenartig von den stark kataklastischen Biotiten umflasert. Neben dem Biotit mit pleochroitischen Höfen findet sich häufig noch ein Muskowit, der zum Teil ebenfalls auf Grund seines Verhaltens gegen Biotit als primär anzusehen ist. Meistens ist er aber wohl als gebleichter Biotit

anzusprechen, wovon auch die zwischen den Blättern ausgeschiedenen Erzflitterchen zeugen. Neben einigen wenigen Erzkörnchen kommt noch etwas Apatit, bisweilen als Einschluf im Biotit und Zoisit vor. Zu den Neubildungen gehören die serizitischen Umwandlungen der Feldspate. Ähnlich beschreibt auch Kettner (Lit. 1) diese Gesteine und ebenso Krehan (Lit. 19) die des zentralen Buchauer Gneiskörpers. Letzterer nennt sie Biotit-, bzw. mit Berücksichtigung des Muskowites als primären Gemengteil Zweiglimmergneis.

Das Gestein, das diese Gneisgänge zusammensetzt, ist nicht überall gleichartig entwickelt. So treten westlich von Ratiworz, ebenso bei Paßnau neben dem vorbeschriebenen grobkörnigen Typus öfters auch lichtgraue feinkörnige Granite auf, die besonders gerne Einschlüsse von Glimmerschieferstückchen enthalten. Ein wesentlicher Unterschied in der Zusammensetzung beider Gesteine besteht nicht. Der Feldspat ist auch hier teils ein Orthoklas bisweilen mit granophyrischen Verwachsungen, teils ein Ca-Na-Feldspat mit $\perp \alpha$ 0° Ab 87 %. Auffallend an letzterem ist die intensive Verzwillingung nach dem Ab- und Pe-Gesetz, wobei die Zwillingslamellen öfters innerhalb des Individuums auskeilen und abbrechen.

Diese ehemals granitischen Intrusionen mögen einst die Umkristallisationsvorgänge in den zur Zeit ihres Eindringens schon hoch metamorphen Sedimenten begünstigend beeinflußt haben. Im unmittelbaren Kontakte lassen sich auch noch Spuren einer Kontaktmetamorphose feststellen, z. B. Pflasterstruktur der Quarze, die außerdem öfters noch kleine, rundliche Biotitscheibchen als Einschlüsse enthalten und Kontaktbiotitbildung. (Gesteinsproben aus dem Kontakt des Glimmerschiefers mit dem Granit am Südausgang von Ratiworz und vom Waldrande beim Schwerfer Teiche nördlich von Ratiworz.) Aber auch hier zeigen die Quarzkörnchen besonders in den größeren Individuen schwache undulöse Auslöschung, die auf nach der Umkristallisation stattgefundene Bewegungen im Gestein hinweisen. Ansonsten bestehen diese unmittelbaren Kontaktglimmerschiefer neben herrschenden Quarz und Biotit noch aus einem Feldspat, der gemäß $\perp MP + 4\frac{1}{2}^\circ$. Ab 76 % ein Oligoklas ist. Gewöhnlich ist dieser Ca-Na-Feldspat unverzwillingt und sieht in dieser Form dem Orthoklas täuschend ähnlich, zumal auch die Auslöschungsschiefe in Schnitten $\perp \alpha$ sehr klein ist. Hie und da läßt er feinste Albitlamellen erkennen, seltener solche nach dem Pe-Gesetz. Die Umwandlung ist die in Serizit. Weiterhin treten noch Apatitnadelchen, Zoisite und Eisenerze mit den gleichen Umwandlungserscheinungen wie früher auf. Nicht immer vertreten ist der Granat, der stets von Quarzkörnchen stark durchwachsen ist (Siebstruktur). Ganz selten

findet man auch beim Feldspat derlei Durchwachsungen mit kleinsten Quarzkörnchen.

Bisweilen genügt schon eine Entfernung von 10 m vom unmittelbaren Kontakt, innerhalb welcher die erwähnten kontakt-metamorphen Anzeichen langsam zurückgehen. Neben Biotit gewinnt wieder Muskowit an Bedeutung, Kataklyse kommt im verstärkten Maße besonders auch an den stark zerdrückten Granatkörnern zum Ausdruck. Auffallend ist, daß allen diesen Kontaktbildungen wie den in der Nachbarschaft der Granitgneisgänge anstehenden Glimmerschiefern eine geringere Korngröße als den zuletzt besprochenen Gesteinsproben eigen ist, die ungefähr zwischen der des Schiefers bei der Straba-Mühle und vom Galgenberg bei Luditz zu liegen kommt. Es ist dies durch die Neukristallisation bei der Kontaktmetamorphose bedingt.

Neben diesen Gneisgängen durchschwärmen den Glimmerschiefer, wie bereits erwähnt, an einigen Stellen, bisweilen auch in unmittelbarer Nachbarschaft der ersteren Gesteine, die den bei Radotin auftretenden aplitischen Intrusionen sehr ähnlich sind. Auch sie bestehen wesentlich aus Quarz und ebensoviel Feldspat mit etwas Biotit und teilweise sekundärem Muskowit. Einsprenglinge von Quarz oder Feldspat treten hier nicht auf. Letzterer ist wieder ein Albit mit $\perp a$. — 10° , $n < \text{Quarz}$, (+). Bemerkenswert ist, daß Orthoklas hier ebenfalls zu fehlen scheint. Korngröße und Kataklyse sind die der Radotiner Gesteine. (Gesteinsprobe von Ratiworz.) Eine Gleichstellung dieser Aplite mit denen von Radotin ist wohl nicht anzunehmen; vielmehr weist das geologisch gemeinsame Auftreten mit Lagergängen des Buchauer Gneiskörpers auf Differentiationsprodukte des letzteren hin.

Ganz vereinzelt finden sich im Glimmerschiefer noch äußerst geringmächtige (bis $\frac{1}{2}$ m), gleichfalls aplitische Gesteine, die sich durch etwas gröberes Korn und Granatführung von den vorangehenden unterscheiden. (Bei der Abdeckung westlich von Luditz und südlich der Workamühle, in der Karte.) Sie bestehen im wesentlichen aus kataklastischen Quarz- und Feldspatkörnchen nebst etwas Biotit, bzw. Muskowit. Der Feldspat ist ein meist nach dem Albit-, seltener in Verbindung mit dem Pe-Gesetz verzwillingter Albit mit $\perp a$ — $8\frac{1}{2}$

Ab 93 %. Ebenso häufig sind einfache oder äußerst feine, fast nicht mehr sichtbare Zwillingbildungen. Nur hie und da tritt er einsprenglingsartig in kristallographisch nicht begrenzten und besonders randlich von Quarzkörnchen durchwachsenen Formen auf. Der sehr spärliche Biotit ist zum größten Teile mehr weniger vollkommen ausgebleicht. Außerdem finden sich noch etwas Zoisit und kleinste Erzkörnchen. Eigentümliche Wachstumserscheinungen zeigt der Granat. Ein Kranz von

länglichen Körnchen gibt in ununterbrochener Folge die äußere kristallographische Begrenzung wieder, während innerhalb desselben Granatkörnchen unregelmäßig verteilt und mit den übrigen Gemengteilen verwachsen liegen. Der Biotit kann in manchen Typen an Menge wesentlich zunehmen. Solche Gesteine (Lesestein aus dem Trasowskabachtale westlich von Kowarschen) sind granatfrei und auch Orthoklas-haltig, während letzterer im vorbeschriebenen Gestein vielleicht anwesend sein kann, aber im Dünnschliff nicht nachgewiesen werden konnte. Der Ca-Na-Feldspat ist auch hier ein Albit mit $\perp a \quad -8^\circ$.

In engster Verbundenheit mit letzteren Gesteinen oder auch selbständig auftretend, finden sich im Phyllit wie im Glimmerschiefer öfters stark kataklastische Quarzlin sen, die fast stets, bisweilen überwiegend feldspatige Gemengteile in wechselnder Menge nebst etwas Biotit und Muskowit erkennen lassen. Der glimmerige Anteil fehlt indes sehr oft. Der mikroskopisch kleine Granat, der gleichfalls nicht immer vorhanden ist, zeigt meist chloritische Neubildungen. Der Feldspat erwies sich in der untersuchten Probe (Anhöhe östlich von Bohuslav, Cote 589) selten als Orthoklas, meist als Ca-Na-Feldspat mit $\perp a \quad -8^\circ$. Diese Vorkommen gehen wohl auf den gleichen Bildungsakt wie die Aplite zurück und ihr Auftreten ist als eine Begleit- und Folgeerscheinung der letzteren aufzufassen.

Zusammenfassung.

Der zunehmende Grad der Metamorphose im vorliegenden Grundgebirge ist wesentlich durch die zunehmende Tiefenlage der daran beteiligten ursprünglichen Sedimente bedingt. Dieselben haben ihren größten diesbezüglichen Wert in dem heutigen Glimmerschiefer erreicht, wie auch aus dem einheitlichen, nach SO gerichteten Einfällen des letzteren unter die Phyllite hervorgeht. Die Metamorphose der Sedimente ging parallel den varistischen Gebirgsbewegungen. Die dabei ausgelösten tektonischen Vorgänge beruhen im wesentlichen auf Faltung der Gesteine. Auf die Faltungerscheinungen südlich des Eisenhammers bis zur Ziegenmühle, ebenso bei Jablon und südöstlich von Chiesch wurde schon gelegentlich hingewiesen. Eine nach Nordwesten überkippte Falte zeigt ein kleiner Aufschluß im Glimmerschiefergebiete ca. 600 m (Luftlinie) westlich vom Luditzer Bahnhof an der Straße zur Toffelmühle. Unter dem Einfluß dieser gebirgsbildenden Vorgänge kristallisierten auch jene basischen Gesteine um, die während der Bildung der Sedimente zur Effusion gelangten und jetzt als schieferige, hornblendereiche Gesteine im Grundgebirge auftreten.

Ob es in dem weiteren Verlauf der Faltungsvorgänge zu Überschiebungen kam, läßt sich nicht genau feststellen. Eine

größere Störungszone liegt offenbar dem schon öfters erwähnten Gesteinszug Berghäusel—Radotin—Poritsch zu Grunde. Es ist möglich, daß die hier auffallende Zunahme der Korngröße (von 0,033 mm bei Lub bis 0,112 mm bei Radotin) zum Teil schon durch tektonische Störungen (Überschiebung) vor der Intrusion der Ganggesteine bedingt war. Damit würden auch die fast gleichbleibenden Korngrößen der von Radotin westlich gelegenen Typen (0,095, 0,092, 0,08, 0,097 mm) ihre Erklärung finden, die bei allmählichem Übergang auf Grund des Fehlens von kontaktmetamorphen Einflüssen mehr oder weniger an die Korngröße von 0,033 mm bei Lub anschließen sollten. Ein ähnlicher Sprung in der Zunahme der Korngröße ist auch in den Übergangsschichten vom Phyllit zum Glimmerschiefer feststellbar. (0,097 mm bei der Strabamühle bis 0,204 mm Galgenberg östlich Luditz, bei dem Mühlenwehr.)

Zum Abschluß der varistischen Gebirgsbewegungen kam es noch zur Ausbildung einiger Bruchlinien, wie sie z. B. bei Chiesch und an anderen Stellen, als Ursache plötzlicher Änderungen des Streichens der Schiefer auftreten.

Dem Buchauer Gneis kommt für die Herausbildung der Glimmerschiefer nur eine geringe Rolle zu. Im allgemeinen läßt sich feststellen, daß die Sedimente zur Zeit der Intrusion der ehemals granitischen Gänge in schon ziemlich hoch metamorphem Zustande vorlagen; denn die Kontaktmetamorphose hat schon Glimmerschiefer mit ausgebildeten Granaten, Oligoklasen usw. erfaßt. Das Auftreten dieser granitischen Gangintrusionen ist also notwendigerweise gleichfalls mit den varistischen Gebirgsbewegungen verknüpft. Ein höheres Alter hätte keine Erhaltung von Kontakterscheinungen ermöglicht. Gleichzeitig ist auch die Erstarrungsstruktur des Granites oft noch sehr gut erhalten geblieben.

Die Zahl und Mächtigkeit der granitischen Lagergänge nimmt mit abnehmender Entfernung vom Buchauer Zentralkörper zu. Jeder derselben enthält eingeklemmte Schiefer von wechselnder Mächtigkeit, deren Ausscheidung auf der Karte natürlich nicht möglich war. Ebenso sind auch die dort eingezeichneten Grenzen der Gneisgesteine wegen der mangelnden Aufschlüsse nicht mit der üblichen Genauigkeit zu werten. Nördlich der Linie, die von Pohlem in nordwestlicher Richtung zum Nordabhang des Stürzelberges führt, tritt der Gneis fast schon durchwegs als herrschendes Gestein auf.

Die Glimmerschiefer zeigen besonders in den Fältelungen bisweilen kräftige Kataklyse, wie verbogene Biotitlamellen, undulös auslöschende Quarze und zerwalzte Granatkörner. Sie zeugen davon, daß die Umkristallisation der Sedimente teilweise noch von einer kräftigen, mehr oder weniger mechanischen Umfor-

mung gefolgt war. Letztere im Verein mit geringfügigen Umkristallisationsvorgängen sind besonders für die wenig kristallinen Phyllite maßgebend. Deutlich tritt sie hervor in den Zickzacktexturen der Phyllite der Rabensteiner Gegend, wo jede Umbiegung gleichzeitig eine Bruchfläche bedeutet. Begünstigend für die Umkristallisation wirkten in den Phylliten die bereits erwähnten Intrusivgesteine und teilweise auch die Tysser Granitintrusion, von der im Folgenden die Rede sein soll.

B) Die granitische Tiefeneruption von Tyß.

Form des Intrusivkörpers.

Die Form des Granitkörpers ist nicht lakkolithisch, auch kaum im Ausmaße der Oberflächenerstreckung stockförmig in die Tiefe setzend, sondern stellt im wesentlichen wohl einen flachen Intrusivkörper dar, der größtenteils diskordant an der Schieferung abstößt. Die besten Aufschlüsse zur Klärung der Tektonik gibt der Südrand der Intrusion, besonders bei Scheles. (Siehe Lit. 8.) Dort sieht man, daß das auf irgend einem Wege empordringende Magma längs flachliegenden Kluftsystemen (Scherflächen) intrudierte. Diese Art der Tektonik gibt gleichzeitig eine verständliche Erklärung der Raumbeschaffung für die Granitintrusion; denn Aufschmelzungsvorgänge können schon deshalb nicht in Betracht kommen, weil wegen der bei der Intrusion des Granites schon ausgeschiedenen Einsprenglinge die Temperatur des Magmas eine zu niedrige war. Außerdem lassen sich Änderungen im Mineralbestand des Granites, die auf eine Assimilation von Schiefermaterial hinweisen würden, nicht nachweisen.

Die östliche Begrenzung der Intrusion bildet ein NNO streichender Steilabfall, dem eine große Verwerfung zugrunde liegt. Im Westen dagegen stehen, soweit man sieht, die Schiefer in den Granit hinein.

Dynamische Einwirkungen beim Granit infolge gebirgsbildender Vorgänge.

Die mechanische Beanspruchung des Granites durch die varistischen Gebirgsbewegungen tritt unverkennbar deutlich hervor. Nicht nur, daß die Gemengteile, unter ihnen besonders der Quarz, bedeutende Kataklyse zeigen, kam es öfters auch besonders in der Nachbarschaft eingeschlossener Schieferzonen zur Ausbildung von der allgemeinen Streichrichtung der Schiefer parallel gestellten Quetschzonen (Straße von Pladen nach Tyß). Starke Kataklyse zeigt insbesondere die am Westrande des Stockes ausgebildete basische, glimmerreiche Randfazies.

deren vollständig verschieferte Partien einem höher kristallinen Phyllit täuschend ähnlich werden können, zumal auch bisweilen die meist noch sichtbaren Einsprenglinge von Quarz und Feldspat in der schieferigen Grundmasse vollständig aufgehen.

Zusammensetzung des Granites.

Der petrographische Charakter des Granites ist gekennzeichnet durch die Mineralkombination Quarz mit Kalifeldspat, sehr saurem Ca-Na-Feldspat und vorwiegend dunklem, sehr selten hellem Glimmer. (Gesteinsprobe aus einem Steinbruche bei Tyß.) Eine wesentliche Eigentümlichkeit ist die Führung von graublauem Quarz und Feldspat, worauf die im frischen Zustande auffallende bläuliche Färbung des Gesteins zurückzuführen ist. (Vgl. Lit 12.)

Der Quarz ist stark kataklastisch und mörtelstruiert. Der Kalifeldspat ist ein durch sekundäre Entmischung von Kalinatron-Feldspat entstandener Mikroperthit, bzw. Mikroklino-perthit. Die Zusammensetzung der Perthitspindeln und der Plagioklase des Gesteins ist die gleiche. (\perp MP .—14° Ab 98 %, (+), Ab-, Pe-, K_b-Gesetz). Kataklasten sind ganz unbedeutend. Die nur in Spuren auftretenden Zonarstrukturen vertragen sich bisweilen in einer weiter vorgeschrittenen Verwitterung des Kerns. Als Neubildung tritt in beiden Feldspaten Serizit auf. Außerdem macht sich stets starke Trübung durch erdige Substanzen bemerkbar, die unter Umständen auf Grund ihrer sehr feinen, aber verschiedenen Farbentönung (rötlich beim Kalifeldspat und grünlich beim Natronfeldspat) eine Unterscheidung beider Feldspate ohne weitere Untersuchungen ermöglichen. Der Biotit ist bald gut erhalten, bald mehr weniger vollkommen gebleicht oder chloritisiert. Zuzufolge der mechanischen Beanspruchung des Gesteins wurde er als einziger nachgiebiger Gemengteil öfters zwischen den Quarz- und Feldspatkörnern zu dünnen, dunkelbraunen Strähnen verzogen. Als Einschlüsse enthält er Magnetit, Apatit und Zirkon, letztere zwei Gemengteile mit pleochroitischen Höfen. Sein Auftreten im Gestein ist ein mehr fleckenartiges.

Die Einschlußminerale des Biotites bilden auch die einzigen Nebengemengteile des Granites.

Die Mengenverhältnisse der wesentlichen Gemengteile, ermittelt durch die Rosiwal'sche Methode, sind folgende: Quarz 30·4 % (Gewichtsprozente), Kalifeldspat 25·6 %, Albit 31·2 %, Biotit 12·8 %, vom Albit 10·53 % als Perthit im Kalifeldspat.

Von gewissem Interesse sind die Beziehungen, die dieser Granit zu den im Kaiserwalde anstehenden und durch M. Stark

(Lit. 10) in ihrer petrographischen und chemischen Natur genauer präzisierten beiden Granitarten des Erzgebirgs- und Gebirgsgranites hat. (Namen von G. Laube.) Zur Gegenüberstellung seien hier die Mengenverhältnisse von Quarz, Kalifeldspat und Albit in den beiden Granitarten und im Tysser Granit angeführt.

Erzgebirgsgranit	Quarz 38,3,	Kalifeldspat 28,3,	Ca-Na-Feldspat 33,3
Gebirgsgranit :	31,8,	27,2,	41,
Tysser Granit	34,8,	29,4,	35,8

Wie aus den Zahlen hervorgeht, nimmt der Tysser Granit eine eigentümliche Mittelstellung ein. Das geringe Übergewicht des Ca-Na-Feldspates über den Kalifeldspat bringt ihn dem Erzgebirgsgranit etwas näher. Gleichzeitig ist auch im letzteren der Ca-Na-Feldspat durch Albit wie im Tysser Granit vertreten. Die mit dem Gebirgsgranit gemeinsamen Merkmale beziehen sich auf fast gleiche Korngröße ($\frac{1}{2}$ cm), kräftige Kataklaste, geringen Muskowitgehalt und auf das Auftreten von Mikroklin.

Die Differentiationsprodukte des Granites.

Die basischen Konkretionen.

Die basischen ältesten Ausscheidungen des Granitmagmas sind nuß- bis apfelgroß, feinerkörnig als das Normalgestein (0,3 bis 1 mm) und bestehen im wesentlichen aus Biotit, Ca-Na-Feldspat und etwas stark kataklastischem Quarz. Der Biotit enthält außer den obigen Einschlüssen noch Rutilsagenite. Der Ca-Na-Feldspat ist hier um wenige Prozent Anorthitreicher (\perp MP — 10° Ab 92 %). Orthoklas tritt fast ganz zurück. Apatit ist reichlicher vorhanden.

Abnehmende Korngröße und zunehmende Kataklaste kennzeichnen die mehr peripherisch gelegenen Teile der Granitintrusion und deuten besonders am Westrande derselben auf die Nähe des Kontaktes mit dem Tonschiefer hin. Am Ostrande der Intrusion fehlt diese feinkörnige Ausbildung wegen der tektonischen Verhältnisse. Diese Verdichtung des Kornes am Kontakt gilt aber keineswegs allgemein, wie der Südrand der Intrusion bei Scheles zeigt, wo an der unmittelbaren Grenzfläche zwischen Granit und Schiefer keinerlei Änderungen des Kornes wahrzunehmen sind. Diese Tatsache setzt eine weitgehende Durchwärmung des Nebengesteines vor der Intrusion und eine bedeutende Tiefenlage derselben voraus. Im westlichen Kontakt mit dem Phyllit, so z. B. westlich von Neuhof sinkt die Korngröße bis auf 1 bis 2 mm. Eine Änderung in der Zusammensetzung des Granites findet vorderhand noch nicht statt.

Gewisse Differenzierungen zeigt aber der hier am Westrande als Randfazies an einigen Stellen ausgebildete Granitporphyr. Es läßt sich deutlich ein biotitreicher und ein biotitarmer Typus unterscheiden. Letzterer ist vom Granit wesentlich nur durch seine porphyrische Struktur verschieden. Die Einsprenglinge gehören dem Quarz und dem Feldspat an. (Die im Folgenden untersuchten Gesteinsproben wurden, soweit nicht eigens ein anderer Fundort angegeben wird, dem an der Straße zwischen Rabenstein und Neuhof unterhalb des „Großen Teiches“ aufgeschlossenen Granitporphyrgang entnommen.)

Die Zahl und die Größen der Quarzeinsprenglinge sind gegenüber den Feldspaten recht unbedeutend. Wo sie noch auftreten, sind sie stark kataklastisch und zeigen keine Spur einer kristallographischen Begrenzung. Der Feldspat ist teils ein Mikroperthit, bzw. Mikroklinmikroperthit, teils ein saurer Plagioklas mit $\perp a$ -10° , Ab 93 %. Die Umwandlung ist die gleiche wie im Normalgestein, die Serizitbildung hier intensiver. Die spärlichen, auch hier fleckenartig auftretenden Biotite sind durchwegs grünlich gefärbt und dementsprechend pleochroitisch: α weißlichgelb, γ grün. Zwischen den Blättern siedeln in reichlichem Maße ausgeschiedene Körnchen eines Titanminerals. Basisblättchen lassen öfters als sonst Rutilsagenite erkennen. Teilweise sind sie schon vollständig gebleicht und als solche fast nicht mehr pleochroitisch. Die Kataklasten sind dieselben wie im Normalgranit, nur treten sie hier in verstärktem Maße auf.

Die körnig entwickelte Grundmasse besteht im wesentlichen aus kataklastischem Quarz, Orthoklas, Mikroperthit und Albit ($\perp MP$ -12°). Wesentlich für sie ist, daß sie an vielen Stellen des Dünnschliffes fast vollständig granophyrisch erstarrt ist.

Die glimmerreichen Typen des Granitporphyrs machen bisweilen, wie bereits erwähnt, bei vollständiger Schieferung und Mangel an Einsprenglingen eine Unterscheidung von den sie begleitenden Phylliten bei der Feldbeobachtung schwierig. Sie treten in dem erwähnten Granitporphyrgang besonders randlich in durchaus schieferähnlicher Ausbildung und mit einem mit den Phylliten gleichgerichteten Streichen und Fallen auf.

Von den Quarzeinsprenglingen ist in den noch porphyrisch entwickelten Beispielen fast gar keine Spur mehr vorhanden. Einzelne größere weiße Flecken im Dünnschliff, die zwischen gekreuzten Nikols in ein Haufwerk stark kataklastischer Teilindividuen zerfallen, erinnern noch an ihre einstige Anwesenheit. Als Feldspateinsprengling konnte nur Albit mit $\perp a$ $-7\frac{1}{2}^{\circ}$ nachgewiesen werden. Derselbe ist stets besonders im Kern unter Serizitbildung ordentlich zersetzt

und zeigt auch öfters kräftige Kataklaste. In den dabei in Erscheinung tretenden Streckungshöfen siedeln jetzt kleinste Quarzaggregate. Ganz vereinzelt macht sich in den Feldspaten Zoisitbildung bemerkbar.

Die schieferig ausgebildete, kataklastische Grundmasse besteht im wesentlichen aus Quarz mit Biotit und Albit, Orthoklas tritt stark zurück. Neu ist hier die Umwandlungsform der spärlichen Erze, die zur Ausbildung eines lichtgrauen, faserigen, Leukoxen ähnlichen Hofes führt.

Mit zunehmender Stärke der angedeuteten Umwandlungsvorgänge schwinden auch die wenigen Feldspateinsprenglinge und die Trümmerprodukte werden im Verein mit den die Feldspate fast vollständig ersetzenden serizitischen Neubildungen zu strähnigen, schieferigen Lagen zerzogen, die in ihrer Gesamtheit ein wesentliches aus Quarz, Serizit und Biotit bestehendes, schieferiges Gestein liefern.

Dieser Granitporphyrgang, der als eine Apophyse der Hauptintrusion zu betrachten ist, lehnt sich gegen Norden hin an letztere an und begleitet dieselbe im wesentlichen bis Kratzin. Ähnliche Ausbildung zeigt auch die bis gegen Chiesch vorstoßende Granitzunge.

In dem von Jablon ostwärts ziehenden Tälchen fallen in diesen porphyrischen glimmerreichen Gesteinen der basische Charakter und die kräftigen Zonarstrukturen der häufigeren Ca-Na-Feldspateinsprenglinge auf. $\perp a$ K + 17° bis + 19° — Ab 65 %, Sch + 11 bis + 13°, Ab 75 %, R. — 7° bis — 8°, Ab 91 %. Diesen Zahlen entspricht ungefähr im Kern ein Oligoklasandesin, in der Schale ein Oligoklas und im äußersten Rand ein Albitoligoklas. Die stark kataklastischen, öfters vollkommen zertrennten Individuen sind bald durch die gleiche Feldspatsubstanz wieder verkittet worden, bald durch zwischen sie hineingepreßte Grundmasse getrennt geblieben. Die Quarzeinsprenglinge sind im Handstücke von zuckerkörnigem Aussehen; im Dünnschliffe erweisen sie sich ähnlich wie oben in zahlreiche, kataklastische, mosaikartig untereinander verbundene Körnchen aufgelöst.

Die körnige, auch hier öfters deutlich geschieferte Grundmasse besteht im wesentlichen aus Quarz, etwas Kalifeldspat, zonarstruiertem Ca-Na-Feldspat und Biotit. In manchen Schliffen tritt der Orthoklas ebenfalls fast vollständig zurück. Zoisit in der gleichen Eigenschaft wie oben tritt auch hier in Spuren auf.

Die beiderseitig der schon erwähnten Quetschzonen auftretenden Granitpartien sind nur auf ganz geringe Entfernung hin durchwegs schieferig ausgebildet. Die Zusammensetzung ist die gleiche wie im Normalgranit, nur die Menge des meist

grünlich gefärbten Biotites ist sehr gering. Die Wirkungen des Gebirgsdruckes brachten eine Trennung der verschiedenen Gemengteile und Vereinigung der gleichen im Gestein mit sich, in welchem jetzt quarzreiche Lagen mit feldspatreichen abwechseln. Die kleinen, durch Zermürbung der Granitquarze entstandenen Quarzkörnchen sind sämtlich in Richtung der Schieferungsebene gestreckt und untereinander durch Neubesatz von Kieselsäure fest verkittet. Die porenförmigen Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse sind stellenweise in mit der Schieferungsebene parallelen Zügen angeordnet. Die Feldspate zeigen im wesentlichen starke Kataklyse, ohne gleichzeitig etwas von weitgehenden Umbildungsvorgängen mit Ausnahme der auch im Normalgranit auftretenden Trübungen und geringen Serizitbildungen merken zu lassen. Im Handstück bilden sie rundliche bis linsenförmige Körner, die von den übrigen Gemengteilen und den grünlichen Biotitstrahlen umflasert werden.

Die eingeschlossenen Schieferpartien bestehen im wesentlichen aus einem äußerst dichten Gemenge von Biotitschüppchen, Quarz- und Magnetitkörnchen. Biotit bildet die Hauptmasse des Gesteins. Der Quarz erscheint in aus kleinsten, fest verkitteten Körnchen bestehenden Haufwerken, die offenbar das Ergebnis weitgehendster Zerreibung ursprünglich homogener Körner darstellen. So hat die äußerst kräftige Dynamometamorphose alle feineren Spuren der früheren Kontaktmetamorphose verwischt.

Die Kontakterscheinungen im Nebengestein des Granites.

Die im Gefolge des Granites auftretende Kontaktmetamorphose ist eine normale; eine Schmelzung des Nebengesteines hat, wie schon einmal erwähnt wurde, nirgends stattgefunden. Dagegen sprechen auch die scharfen Trennungsflächen zwischen beiden Gesteinen, wie auch die scharfkantigen Umrisse von eingeschlossenen Schieferschmitzen.

Das Muttergestein aller Kontaktbildungen ist der Phyllit. Die ersten Spuren einer Metamorphose verraten sich in einer die Vorgänge der Diagenese günstig beeinflussenden Weise. Ein wesentliches Kennzeichen der allmählich tiefer greifenden Metamorphose ist die zunehmende Neigung zur Biotitbildung.

Zu den typischen Kontaktbildungen gehören vor allem die Hornfelse und Fleckschiefer. Von der Ausbildung eines regelmäßigen Kontakthofes mit zonenartiger Verteilung der Kontaktgesteine kann hier nicht gesprochen werden. Stellenweise (so z. B. an der Granitgrenze östlich der Nutschitzmühle)

zeigen die bis an den Granit heranreichenden Phyllite fast gar keine Spur einer Kontaktmetamorphose, ein Umstand, der auf nachträgliche Störungen im Kontaktgebiet hinweist.

Die Hornfelse (östlich von Walkowa am Wege gegen Neuhäusel) sind ungemein harte, schwarzblaue Gesteine mit teilweise noch sichtbarer Schieferung. Der Dünnschliff läßt in einer wesentlich aus Biotit und Quarz bestehenden Grundmasse bis 1 mm große farblose, rundliche Flecken erkennen, die biotitarm sind und einheitlich oder in verwaschenen Feldern auslöschen. Den noch feststellbaren optischen Eigenschaften gemäß handelt es sich hier um Cordierit. Die einzelnen Individuen löschen nur im allgemeinen einheitlich aus und enthalten öfters anders orientierte Körnchen, die auf Grund ihrer Eigenschaften ebenfalls dem Cordierit anzugehören scheinen. Die große Menge der übrigen Einschlüsse setzt sich aus meist staubförmig auftretenden Erzteilchen, grünlichen Seriziten, etwas Biotit und Turmalin zusammen. Die grünlichen Serizite dürften z. T. Neubildungen aus dem Cordierit darstellen. Der Biotit hat, soweit er im Cordierit liegt, von seinem charakteristischen Farbenton sehr viel eingebüßt und ist fast vollkommen gebleicht. Offenbar hat der Cordierit hier dessen Mg-Substanz zu seinem Aufbau verwertet. Bei diesen Umlagerungsvorgängen mag auch der dem Biotit ursprünglich eigene Fe-Gehalt z. T. in Form dieser staubartigen Massen, die nur in den Cordieriten so reichlich auftreten, ausgefallen sein. Nebengemengteile sind Eisenerze mit den Eigenschaften des Ilmenites, ferner spärliche Rutilnadelchen und Turmalinprismen. Akzessorisch findet sich noch ein bisweilen gestreifter Albit mit $\angle a \quad -10^\circ$

Proben von Hornfelsen aus den interessanten Aufschlüssen bei Scheles zeigten den Cordierit durchwegs in serizitische Aggregate (Pinit) umgewandelt. Die Quarzkörnchen stehen untereinander im Pflasterstrukturverband und enthalten öfters die bekannten rundlichen Biotitscheibchen als Einschlüsse.

Die Fleckschiefer (Gesteinsprobe gleichfalls östlich von Walkowa) lassen stets deutlich eine der ursprünglichen Schichtung entsprechende Bänderung, bedingt durch den Wechsel von dunkelgrauen und helleren Schichten erkennen. Den kleinen dunklen Knötchen und Flecken, die besonders in den helleren Schichten auffallen, entsprechen unter dem Mikroskope aggregatpolarisierende Gemenge von kleinsten Serizit-schüppchen (Pinit), die von Quarzkörnchen reichlich durchwachsen sind. Ansonsten ist die Zusammensetzung der der Hornfelse ähnlich. Der Pflasterquarz tritt hier mit seinen kennzeichnenden Biotiteinschlüssen in den helleren Lagen deut-

licher hervor, Biotit dagegen mehr zurück. Letzterer bleicht gerne aus. Unvollkommen gebleichte Blättchen mit noch biotitfarbenem Kern sind öfters anzutreffen. Als Nebengemengteile finden sich noch Eisenerze, etwas Turmalin, akzessorisch spärliche Albite mit $\perp \alpha \quad -9^{\circ}$.

C) Das Permokarbon.

Die ziemlich verbreiteten Ablagerungen der Carbon- und Permzeit sind die einzigen sedimentären Gesteine paläozoischen Alters. Sie bilden in wenig wechselnder Verschiedenheit die Ausfüllung der Manetin Modschiedler Mulde, die ihrerseits wieder als die nordwestliche Fortsetzung des Pilsner Kohlenrevieres, von diesem durch eine Phyllitzone zwischen Neustadt und Dražen getrennt (Lit. 5, S. 1172), aufzufassen ist.

Erwähnenswert in der Modschiedler Mulde ist der Bergbau, der um die Mitte des vergangenen Jahrhunderts, ferner um 1908/09 und schließlich während des Weltkrieges und teilweise noch nachher hauptsächlich am Süd- und Westabhange des Sauberges auf die von Feistmantel als Hangendflöze bezeichneten Kohlenflöze mit einigem Erfolg betrieben wurde. Die Flözmächtigkeit ist hier größer als sonst bei Hangendflözen zu erwarten wäre. So wurden nach Petraschek (Lit. 13) am Sauberg bei Modschiedl zwei Hangendflöze von 1'4 m Mächtigkeit mit einem Zwischenmittel von 82 cm in 40 m tiefen Haspelschächten abgebaut. Ein Bohrprofil der Barbaragrube vom Jahre 1866 (mitgeteilt vom Revierbergamte in Karlsbad, dem an dieser Stelle hiefür bestens gedankt sei) gibt die Schichtenfolge wie folgt an:

- 0'32 m Geröll
- 7'60 m fester gelber Sandstein
- 2'25 m blauer Kohlenletten
- 0'96 m gelber Sandstein
- 2'56 m blauer Letten
- 0'96 m grauer Sandstein
- 7'60 m blauer Letten
- 0'80 m feste Kohle
- 0'96 m grauer Sandstein.

Die Kohle — so heißt es dort — ist von sehr guter Qualität, hat nordöstliches Streichen bei einem Fallen gegen Nordwest von 3—4^o. Das Liegende der Kohle konnte damals wegen der starken Wässer nicht weiter untersucht werden. Nordöstlich davon in der Einigkeitszeche Nr. ? wurde unter dem ersten Flöze nach einem Zwischenmittel von 4'75 m Sandstein ein zweites, 0'84 m mächtiges Kohlenflöz bekannt, dessen Abbau ebenfalls wegen Wasser damals unterblieben ist.

Am Südabhange des Sauberges, am sogenannten T u m m e l - p l a t z e, wurde durch einen weiteren Schacht (E i n i g k e i t Nr. ?) 10½ m unter dem Rasen ein 40—70 cm mächtiges Flöz mit nördlichem Streichen und südlichem Fallen (16°) angebohrt. An einer anderen Stelle ebenfalls am Südabhange wurde nach P e t r a s c h e k 1908/09 ein neuer Schacht 18 m tief abgeteuft, wobei drei schwache Flöze festgestellt werden konnten.

Die folgenden Bohrarbeiten haben insbesondere zwei Flöze sichergestellt, von welchen eines 1½ m Mächtigkeit erreicht. Hinsichtlich der B e s c h a f f e n h e i t der K o h l e sagt P e t r a s c h e k, daß sie der Pilsner Kohle sehr ähnlich ist, aber nicht sintert und einen höheren Wassergehalt aufweist.

Ähnlich haben auch die Schürfungen von Z w o l l n an der Ostseite der Berglehne zum Abbau eines 0'8—1'3 m mächtigen Flözes geführt. Dagegen ergaben zwei in der Nähe der südlichen Grenze des Grubenmaßes ausgeführte Schurfschächte schlechte Ergebnisse (P e t r a s c h e k).

Die Arbeiten der letzten zwei Jahrzehnte beschränkten sich im wesentlichen auf mehr weniger nicht zufriedenstellende Bohrversuche. Auch in den während des Krieges abgeteuften Schächten wurde der Abbau bald wieder eingestellt.

Die am West- und Südabhange des Sauberges abgebauten Flöze samt ihrem unmittelbaren Hangenden nehmen öfters ein höheres oder mindestens gleiches Niveau wie die jüngsten Schichten des Perms ein. Es mag dies darauf zurückzuführen sein, daß die hier als Begrenzung der Mulde gegen das Grundgebirge auftretende Verwerfung auch noch nach der Ablagerung des Permokarbons aktiv war und zu Absenkungen gewisser Partien des Rotliegenden Veranlassung gab. Offenbar wurden dabei auch Kohlenflöze von diesen Störungen betroffen, deren Ausmaß nur durch den Bergbau erschlossen werden könnte.

Das übrige Verbreitungsgebiet des Perms ist gekennzeichnet durch die charakteristisch rot gefärbten, weithin sichtbaren Lehme, deren jüngster Horizont durchwegs sandig mit mächtigen Einlagerungen von Geröllen entwickelt ist. Der rote Lehm, ein sehr gutes Ziegelrohmaterial, enthält öfters bläulichweiße bis grüngraue Lagen, die auch sandig entwickelt sein können, oder ist von wenige cm mächtigen Bänken eines weißen oder rötlichen Sandsteines durchsetzt. An manchen Stellen, vielleicht in gewissen Horizonten (z. B. auf der Anhöhe mit der F i s k a k a p e l l e beim Meierhof F i s k a südlich von Modschiedl) findet sich K a l k in Form kleiner Knollen oder als feinkörnige Beimischung (Lit. 8, S m e t a n a's Zone IV des Permocarbons). In den an der Berglehne bei Z w o l l n gemachten Aufschlüssen wechsellagern die roten, lehmigen

Schichten, die mitunter kleine limonitische, mit Lehm vermengte Einlagerungen enthalten, mit glimmerigen rötlichen Sandsteinen.

In dem obersten Horizont des Perms wechsellagern feinsandige Schichten mit grobsandigen oder gerölligen, auch rote und weißliche, dünnmächtige Sandbänke treten auf. Die Gerölle sind stellenweise zu festen Konglomeraten verkittet. Als jüngste Ablagerungen bilden sie im allgemeinen die höchsten Erhebungen des Permgebietes. Allerdings kommen auch davon abweichende Lagerungsverhältnisse vor, was wohl in einer Wechsellagerung dieser beiden Horizonte begründet sein mag. Zum Teil mögen auch nachträgliche Umlagerungen in der Tertiärzeit diese Unregelmäßigkeiten bewirkt haben, so daß an manchen Stellen umgelagertes Perm das Tertiär vertritt. Während die lehmigen Partien vollkommen fossilifer sind, finden sich in den sandigen Schichten nicht gerade selten *Araucarienreste*. (3. Araucarienhorizont *Smetana's*.)

An den Rändern der Mulde, so z. B. am Westabhange des Höhenzuges südlich des Sauberges, ferner nördlich von Schaub und bei Kolleschau und an anderen Orten treten gelblich-braune, feinkörnige, stark verwitterte Sandsteine auf, die auf den Schichtflächen reichlich makroskopisch deutlich sichtbare Glimmerblättchen erkennen lassen. Letztere stammen wohl aus Verwitterungsprodukten des Grundgebirges, der unmittelbaren Unterlage dieser Sandsteine.

Stellenweise findet man einzelne größere Blöcke gelblich-brauner Sandsteine und Arkosen, die zum Teil auch etwas Schiefermaterial enthalten.

Die alten Aufnahmen trennen das zweite, bedeutend kleinere Vorkommen von Permokarbon in der weiteren Umgebung von Stiedra von dem der Modschiedler Mulde durch einen Phyllitglimmerschieferstreifen vollständig ab. In vorliegender Arbeit wurde von dieser Zweiteilung abgesehen, da eine durchgehende Trennung in der Natur nicht besteht und der Glimmerschiefer nur bei Schaub auch wirklich zu Tage tritt. Die Gesteine sind hier, soweit sie vorkommen, dieselben wie im vorangehenden Falle.

Reste permischer Sedimente (rote Lehme) finden sich weiterhin noch in der nördlichen Umgebung von Chiesch, welches Vorkommen bereits mit den ausgedehnten Ablagerungen in der Gegend von Lubenz-Kriegern zusammenhängt.

Die wichtigsten Typen der besonders in den obersten Horizonten auftretenden Gerölle sind folgende:

Die Hauptmasse bilden Quarzgerölle in den verschiedensten Farbenabstufungen. Gelegentlich enthalten diese einen chloritisierten, fleckenartig oder aderförmig auftretenden Biotit. Im Verein mit Feldspat erinnern sie an jene Bildungen, wie sie

im Grundgebirge in Nachbarschaft der Aplite öfters selbständig auftreten. Granitische Gerölle sind verhältnismäßig selten. Ansonsten überwiegen die Gerölle sedimentärer Herkunft. Da gibt es in größerer Menge äußerst dichte Gesteine, die bald grau oder grünlichgrau, bald gelblich oder schwach violettfarben sind und die unter dem Mikroskop wesentlich das gleiche Aussehen zeigen. Es sind meist Sandsteine und quarzitisches Gesteine. Das die Färbung bedingende Bindemittel ist teils tonig, teils gleichzeitig eisenschüssig und enthält dann zahlreiche Eisenglimmerblättchen. Aus der Kittsubstanz hervorgehende Neubildungen sind besonders Serizite, zu denen sich in den grünlichen Typen in größerer Menge ein chloritisches Mineral gesellt. Die Quarzkörnchen enthalten die gewöhnlichen porenförmigen Einschlüsse, vereinzelt auch Apatite und sind bisweilen durch Interpositionen stark getrübt. Ziemlich regelmäßig umrissene Anhäufungen von Serizit machen auch die einstige Anwesenheit von Feldspat wahrscheinlich. Daneben kommen noch spärliche Biotitblättchen, oft vollkommen gebleicht und dann Eisenglimmerblättchen parallel den Spaltrissen eingelagert enthaltend, und wenige Zirkonkörnchen vor. In anderen Typen kann noch ein grünlicher, schwach pleochroitischer Turmalin auftreten.

Auch diagenetisch weitgehend umgewandelte Sedimente sind vertreten. Der Farbton derselben ist verschieden, bald grün, bald bläulichgrün gehalten.

Das erstere Gestein besteht im wesentlichen aus einem feinkörnigen Gemenge von Quarz und Serizit, in welchem größere Quarzindividuen, vereinzelt auch Ca-Na-Feldspate eingebettet liegen. In unbedeutenden Mengen treten noch oft schon gänzlich chloritisierte Biotitblättchen und winzigste, stark zersetzte Erzkörnchen auf.

In manchen, z. B. den grünlichen Typen, kann man an Stelle der Quarzkörnchen radialstrahlig angeordnete Chalzedonindividuen erkennen. Außerdem findet sich hier noch Rutil.

Auffallend machen sich durch ihre schwarze Färbung die Kieselschiefergerölle bemerkbar.

Die am stärksten metamorphen Typen sind Gerölle von Granitgneisen, die wesentlich aus stark zermürbten Quarzkörnchen, gebleichten Biotitblättchen, etwas Muskowit und gänzlich zersetzten Feldspaten bestehen. Es ist möglich, daß diese Gesteine identisch sind mit den Granitgneisen im Glimmerschiefer bei Ratiworz.

D) Das Tertiär und die tertiären Eruptivkörper.

Die letzten bedeutendsten sedimentären Ablagerungen in unserem Gebiete sind wohl die der Permzeit gewesen. Einiger-

maßen begründet ist das alleinige Auftreten von permischen Schichten bis zum Bildungsakt der tertiären Ergußgesteinskörper, wenn man von einer wohl möglichen Wiederaufbereitung der zuvor gebildeten Sedimente absieht. Eventuelle nachvulkanische sedimentäre Ablagerungen wären der schon so weit ins Rotliegende vorgeschrittenen Abtragung anheim gefallen.

Eine hinsichtlich ihres Alters noch zweifelhafte Stellung nehmen die im Perm oberflächlich auftretenden, als Reste einer ehemaligen Landoberfläche zu deutenden Quarzitsteine, Quarzsandsteine und Quarzkonglomerate ein. Es sind dies faust- bis manchmal einige m³ große, kantengerundete, meist gelblichweiße Gesteine, die im wesentlichen auf die obersten Schichten des Perms beschränkt bleiben. Aus der Art dieses Auftretens ist ein sicherer Schluß auf das Alter dieser Gesteine wohl nicht möglich. Smetana (Lit. 8) weist ähnliche Gesteine im Scheleser Becken dem Tertiär zu und fast sie als die einzigen Reste der ehemaligen oligozänen Beckenausfüllung auf, die bereits in der Miozänzeit wieder abgetragen waren.

Ihrer Zusammensetzung nach bestehen obige Gesteine aus Quarzkörnchen, die durch ein ebenfalls quarziges Bindemittel verkittet sind. Die Größe der Quarzkörnchen schwankt erheblich und bedingt bald die Ausbildung als Konglomerate, bald als Sandsteine oder quarzitähnliche Typen. Das Gefüge ist vollkommen kompakt, die Grenzen zwischen den runden bis eckig-runden klastischen Quarzkörnchen und dem Quarzkitt äußerst verworren. Erstere sind fernerhin durch reichliche Einschlüsse (neben spärlichen Erzkörnchen und Apatitnadelchen insbesondere Flüssigkeitssporen mit Libelle, letztere ähnlich wie in den Glimmerschiefern bei Luditz oft in parallelen Zügen angeordnet) und meistens auch durch Kataklyse gekennzeichnet. Bisweilen hat das eine oder andere Korn einen dünnen, durch Eisenhydroxyd gelblichbraun gefärbten Überzug. Die Kittmasse besteht in der Hauptsache aus einschlußfreien Quarzkörnchen und beigemengten limonitischen Substanzen. Gelegentlich finden sich noch spärliche, gerundete Zirkonkörnchen, Rutilsäulchen und Turmalin-ähnliche Mineralteilchen. Die heute schon stark verminderten Gesteine wurden besonders während des Krieges von der Luditzer Lagerhausgenossenschaft für die Schamottewerke in Ober-Bris aufgekauft. Dem Vernehmen nach sollen sie in feinst gepulvertem Zustande auch bei der Herstellung von Dynamit offenbar als Kieselgurersatz verwendet worden sein.

Die tertiären, landschaftlich durch die steil geböschten Formen auffallenden Ergußgesteinskörper bilden gegenwärtig die höchsten Erhebungen (bis 692 m). Das Fehlen von Leithorizonten läßt keine näheren Altersbestimmungen derselben zu. Ihre Unterlage bildet Perm, oder wo letzteres zur

Zeit ihrer Eruption schon abgetragen war, Urgebirge, also eine Abtragungsfläche, die eine gewisse Ähnlichkeit mit der heutigen Landoberfläche hat. Die geologische Erscheinungsweise ist meist die von mehr weniger gut erhaltenen Deckenresten. Geologisch wie auch der Zusammensetzung nach gehören alle hier auftretenden Eruptiva dem Duppauer Gebirge an, als dessen südlichste Ausläufer sie aufzufassen sind.

Der Lange Berg und Stürzl-Berg bei Luditz.

Nordwestlich von Luditz liegt unmittelbar auf dem Grundgebirge die Decke des Langen Berges, die durch den Einschnitt der Straße von Luditz nach Ratiborz wie durch einen schmalen, hier durchziehenden Granitgneisstreifen von dem nördlich davon liegenden Stürzelberge getrennt ist. Petrographische Unterschiede in den Gesteinen beider Berge bestehen nicht. Das Gestein ist durchwegs schwarzgrau und läßt in einer dichten Grundmasse bald mehr, bald weniger Einsprenglinge von Augit und Olivin erkennen. In der zwischen beiden Bergen an obgenannter Straße liegenden, säulige Absonderung zeigenden Koppe, die gegenwärtig zwecks Straßenschottergewinnung abgebaut wird, verschwinden auch diese wenigen Einsprenglinge. Die Grundmasse besteht ebenfalls aus viel Augit und Olivin neben Magnetit, etwas Biotit und Apatit und wechselnden Mengen von Leuzit und Nephelin. Das Gestein ist demnach ein Leuzit-Nephelinbasalt. Pohl (Lit 14) beschreibt es ebenfalls als leuzitführenden Nephelinbasalt.

In den einsprenglingsreichen Partien des Langen Berges hat der besonders randlich an Magnetit einschlußreiche Augit β den Farbenton für α fast gleich γ gelblichbraun mit purpurgrauem Rand (Rand für γ etwas dunkler getont). Mehrfacher Schalenbau tritt wiederholt auf. Ein solches Individuum hatte $c\gamma$ für d. K. 51° , für eine über dem Kern liegende, äußerst schmale Schale $41\frac{1}{2}^\circ$ und für die äußerste Schale mit besonders terminal starker Ausbildung $46\frac{1}{2}^\circ$.

Der Olivin ist (—) und zeigt die gewöhnlichen gelbbraun gefärbten Umwandlungserscheinungen in Serpentin.

In der Grundmasse herrscht Leuzit gegenüber dem Nephelin vor. Er ist leicht erkenntlich an seinen charakteristischen Einschlüssen, die zum Teil zentral, zum Teil in konzentrischen Schalen angeordnet sind und die neben einigen Augitmikrolithen in der Hauptsache aus winzigsten Erzkörnchen bestehen. Bisweilen finden sich in der Grundmasse größere, unregelmäßige, isotrope Flecken eines farblosen Glases, in denen hin und wieder Leuzit durch

seine bestimmt gruppierten Einschlüsse auffällt. Mitunter sind mehrere benachbarte Individuen gemeinsam in ein einheitlich auslöschendes, schwach licht- und doppelbrechendes Mineral umgewandelt, das in dem gleichen Gestein des Badstübl-Berges als *Anorthoklas* bestimmt wurde. Der *Nephelin* tritt meist als farblose Zwischenmasse auf, seltener bildet er die bekannten gedrungenen Rechteckformen. Er wurde von Pohl auch mikrochemisch nachgewiesen.

Die *Augite* der einsprenglingsarmen Typen zeigen auch Sanduhrstrukturen mit $c\gamma$ für $\bar{111}$ $50\frac{1}{2}^\circ$, für 100 $57\frac{1}{2}^\circ$. Der Farbenton ist für $\bar{111}$ $\perp \beta = \gamma$ hellgelblichbraun, für 100 α schwach violettfarben, für γ gelblichbraun. Eine farblose Glasbasis mit Einschlüssen feinsten, quergliederter Apatitnadelchen tritt hier öfters auf. *Leuzit* fehlt daher vollständig und *Nephelin* kommt nur in geringen Mengen der Füllmasse vor. Als gelegentliches Umwandlungsprodukt findet sich *Calcit*.

Ursprünglich war auch *Hornblende* als dunkler Gemengteil vertreten, wovon noch bisweilen auftretende Resorptionsrückstände in Form regelmäßig umrissener, bis 3 mm lang-rechteckiger Haufwerke von Magnetitkörnchen sprechen. Letzteren sind fast stets eigentümlich rotbraune *Biotite*, seltener auch chloritische Mineralien beigemengt. Gelegentliche Querschnitte derartiger Resorptionsbildungen lassen noch deutlich den für *Hornblenden* charakteristischen Prismenwinkel erkennen.

Auch in den Gesteinen des *Stürzel-Berges* herrschen bald einsprenglingsreiche, bald einsprenglingsarme Typen vor. In der öfters sehr augitreichen und dann gerne fluidal texturierten Grundmasse ist der *Leuzit*, bzw. der *Nephelin* bald mehr, bald weniger häufig vertreten. Im äußersten Falle treten sie beide beinahe vollständig zurück, bzw. verstecken sich in einer glasigen, wenig zur Geltung kommenden Grundsubstanz. Einsprenglingsreich und schwach leuzit- und nephelinführend in einer sehr augitreichen, gleichzeitig olivinhaltigen Grundmasse ist zum Beispiel das bei S_1 (siehe auf der Karte) entnommene Gestein. Ähnlich verhält sich S_2 , dessen Grundmasse mit etwas Glasbasis außerdem fluidal texturiert ist. In S_3 tritt *Leuzit* und *Nephelin* wieder mehr in den Vordergrund. *Nephelin* findet sich zum Teil in Gemeinschaft isotroper glasiger Substanzen, die mitunter unregelmäßige weiße Flecken im Gestein bilden. Die schon erwähnte, makroskopisch fast einsprenglingsfreie Koppe zwischen beiden Bergen läßt auch im Dünnschliffe nur wenige, sehr kleine *Augit*- und *Olivin*individuen als Einsprenglinge erkennen. Erstere zeigen wieder Sanduhrstrukturen mit $c\gamma$ für 100 58° , für $\bar{111}$ 52° . In der

augitreichen, ebenfalls fluidal texturierten Grundmasse treten kleine Leuziteinsprenglinge hervor. Nephelin zeigt z. T. das gleiche Auftreten wie im vorangehenden Falle.

Bezüglich der übrigen Gemengteile sei auf die Ausführungen von Pohl verwiesen.

Der Tonberg bei Luditz.

Nördlich Luditz überlagert er als kleine Koppe, teilweise noch von grünlichen tonigen Ablagerungen bedeckt, den Glimmerschiefer. Das Gestein ist schwarzgrau, deutlich porphyrisch und enthält in einer vollständig auskristallisierten Grundmasse Einsprenglinge von Augit. Die teilweise fluidal texturierte Grundmasse setzt sich im wesentlichen aus langgestreckten Augit und Nephelin zusammen, wozu noch Magnetit und etwas Ilmenit, ferner Apatit und Hornblende hinzutreten. Nach Pohl ist das Gestein ein Nephelinit. Dafür spricht die Mineralkombination Augit + Nephelin. Die entschiedene Vorherrschaft der dunklen Gemengteile wie die feinkörnige Beschaffenheit bedingt weiterhin die Zuweisung des vorliegenden Gesteines zu den basaltoiden Typen unter den Nepheliniten.

Der Augit zeigt meist einen grünlichen Kern, auf welchen hellere Schalen folgen, die schließlich von einem purpurgrauen Rande abgelöst werden. Der grüne Kern ist schwach pleochroitisch (α bläulichgrün, γ gelblichgrün). Fehlt er, so ist der Augit gelblichbraun (etwas grün getont) mit der üblichen Randzone. Sanduhrstrukturen kommen öfters vor. $c \gamma$ für $100 \quad 63^\circ$, für $\overline{\text{III}} \quad 51^\circ$. Der Nephelin, dessen Anwesenheit Pohl auch mikrochemisch festlegte, tritt nur als Füllmasse in der augitreichen Grundmasse auf. Von der Hornblende erwähnt Pohl Resorptionsrückstände, bestehend aus Augit und Magnetit und kleine Kriställchen in der Grundmasse, die als Neubildungen aufzufassen sind. Apatit kommt in der Menge und Ausbildung vor, wie von Pohl beschrieben wird.

Die spärlichen, meist erst im Mikroskope sichtbaren Einschlüsse haben in ihrer nächsten Umgebung zur Entwicklung von Augit, der der Farbe nach mit den nicht grün gekerntem Individuen des Gesteins fast übereinstimmt, reichlich Veranlassung gegeben. Als Füllmasse dieser Einschlüsse liegt nur mehr ein weißes, schwach lichtbrechendes, zweiachsiges, stellenweise stengelig entwickeltes Mineral vor, das dem Phillipisit angehört.

Die sandigen und tonigen Ablagerungen, die besonders am östlichen und nördlichen Rande auftreten, sind als getrennte Bildungen aufzufassen. Die ersteren, besonders

am Nordrande weitgehend aufgeschlossenen Sedimente liegen stets tiefer als der grünliche Ton und der Basalt, kommen daher wahrscheinlich noch als Unterlage der Koppe in Betracht. Sie sind oberflächlich von Basaltschotter überrollt. Im wesentlichen bestehen sie aus einem rein weißen, schwach tonigen Sand, der stellenweise in dünnen Schichten durch limonitische Substanzen bräunlich gefärbt ist und in seinen obersten Teilen durch stark Brauneisen-hältige Schichten z. Teil ersetzt wird.

Die tonigen Ablagerungen sind von grünlicher Farbe, treten insbesondere am Ostabhange des Berges auf und lassen sich selbst auf dem Berge in den dort angelegten Steinbrüchen als ungefähr $\frac{1}{2}$ m mächtige Überlagerung des Basaltes nachweisen. Ihre nachvulkanische Entstehung ist dadurch einwandfrei erwiesen. Ihrer Ablagerung ging bereits eine Abtragung des Eruptivgesteines voran, da Schotter desselben mit ihnen in Wechsellagerung auftreten. Sowohl die ersten Aufnahmen der Wiener geologischen Reichsanstalt, als auch Pohl stellen die letzteren Bildungen als Ablagerungen der Braunkohlenformation hin. Wahrscheinlich gehören auch schon die tieferen sandigen Sedimente zum Tertiär.

Nördlich und nordwestlich von Chiesch, in der weiteren Umgebung von Mokrau, liegt ein zusammenhängendes größeres Gebiet von Ergußgesteinsmassen, das mit dem Duppauer Gebirge in unmittelbarer Verbindung steht. Die sechs Proben, die den verschiedensten Teilen des Gebietes entnommen wurden, lieferten deutlich den Beweis von der Einheitlichkeit der Zusammensetzung des Gesteines. Es handelt sich durchwegs um Leuzitgesteine, die sich also vorbehaltlos in die Reihe der bisher besprochenen Leuzit-Nephelingesteine einfügen.

Eine vom Ostrand des Gebietes (M_1 in der Karte) untersuchte Probe ließ in einer dichten Grundmasse zunächst kleine Einsprenglinge von nach 100 tafeligen, gut kristallographisch begrenzten Augit erkennen. Derselbe hatte nahe $\perp \beta \text{ c } \gamma$ für 100 57° , für $\bar{1}11$ 50° . Der Farbenton war für α schwach purpurgrau, für γ gelbgrüngrau (Schliffdicke 0.018 mm). Als Einschlüsse enthält er Apatit in scharf sechseckigen Querschnitten und Magnetitkörnchen.

Als weiterer Einsprengling tritt häufig ein Mineral der Haugruppe in Form mehr oder weniger rundlicher, durch zahlreiche punkt- und nadelförmige Einschlüsse braun bestäubt aussehender, isotroper Flecken auf, die mit einem einschlußarmen bis-freien, schmalen Saum fast unmerklich in die Grundmasse übergehen. Hin und wieder finden sich noch rundliche farblose Durchschnitte mit den regelmäßig gelagerten Einschlüssen des Leuzites.

Die Grundmasse besteht im wesentlichen aus Augit und einem feinsten Erzstaub mit einer isotropen, wenig zur Geltung kommenden, farblosen Basis. Die Eisenerze bilden auch noch eine ältere Generation in Form größerer, meist teilweise begrenzter Körner. Ganz vereinzelt ließen sich einige Leistchen des in einem der folgenden Typen reichlich auftretenden Ca-Na-Feldspates feststellen. Ein sehr häufiger Nebengemengteil ist der Apatit, der nicht nur als Einschluß im Augit, sondern auch sonst im Gestein, stellenweise mit Einsprenglingscharakter auftritt. Er zeigt öfters einen zentralen, braun bestäubten Kern.

M_2 verhält sich ähnlich wie das vorangehende Gestein. Die bräunlich bestäubten isotropen Einsprenglinge treten hier zahlreicher und deutlicher in Erscheinung. Daneben finden sich auch einige typische, achteckige Leuzitquerschnitte mit den kennzeichnenden Einschlüssen. Der Augit zeigt Sanduhrstrukturen bisweilen in Vereinigung mit Schalenbau. $c \gamma$ für $100 \cdot 55^\circ$, für III gegen den Kern hin $50\frac{1}{2}^\circ$, terminal $46\frac{1}{2}^\circ$.

In M_3 tritt in der Grundmasse neben den bisherigen Mineralen ein Ca-Na-Feldspat in Form länglicher, schmaler, zum großen Teil schon zersetzter Leistchen mit einer allgemeinen Auslöschungsschiefe von ungefähr 20° auf (zirka 40% An). Ferner kommt in einigen Individuen ein meist schon serpentinierter Olivin hinzu. Bemerkenswert ist der Reichtum der Grundmasse an Ilmenit, der nur in Form länglicher, bisweilen braun durchsichtiger, öfters gezackter Blättchen, seltener in zierlichen Kristallskeletten vorkommt. Vielfach bildet er sagenitartige Netzwerke oder er umsteht den Leuzit in annähernd radialer Anordnung. Als radialgestellte Einschlüsse im Leuzit findet er sich seltener. Neben Titaneisen erscheint auch noch Magnetit in Form größerer, teilweise begrenzter Körner. Die früher braun bestäubten Formen des Hauynminerals treten hier vollkommen zurück und machen farblosen, annähernd sechseckig begrenzten, einschlußarmen Querschnitten Platz. Die Einschlüsse beschränken sich auf feinste lange Apatitnadelchen, einzelne Erzkörnchen und Augitleisten. Apatit findet sich sonst noch in der gleichen, scharf sechseckigen Ausbildung wie oben. Vereinzelt kommen noch winzigste Titanitkriställchen in spitzrhombschen Formen vor.

In M_4 tritt der Ca-Na-Feldspat und der Ilmenit wieder mehr zurück. Der spärliche Leuzit ist bei guter Aufhellung des Dünnschliffes mit seinen zentral gehäuften oder konzentrisch gelagerten Einschlüssen als solcher leicht anzusprechen. Daneben kommen in der Hauptsache wieder die Hauyn-Einsprenglinge mit öfters breitem, einschlußfreiem Rande zur Geltung. Auch hier sind für den Augit Sanduhrstrukturen in Verbindung mit

zonarem Aufbau kennzeichnend. $c \gamma$ für d. K $53\frac{1}{2}^\circ$, für 100 60° , für \bar{III} $49\frac{1}{2}^\circ$. Schnitte senkrecht zur Mittellinie γ sind rötlichviolett gefärbt mit stärkerer Nyance parallel der β Richtung. In winzigsten Flitterchen macht sich noch etwas Biotit in der Grundmasse bemerkbar.

Bei M_5 tritt ein tuffiges Gestein auf, das zum großen Teil aus Bruchstücken der vorangehenden Gesteine neben Kristallen und Mineraltrümmern derselben besteht.

Leicht erkenntlich durch ihren Reichtum an Titaneisenblättchen und das Auftreten von Ca-Na-Feldspatleisten ist das Gestein vom Typus M_3 . Die Grundmasse ist infolge weitgehender Umwandlungsvorgänge gelblich- bis rötlichbraun gefärbt.

Häufiger finden sich Bruchstücke der übrigen vorbeschriebenen Gesteine. Die regellos zusammengefügtten Minerale und Bruchstücke derselben gehören meist jenen Gemengteilen an, die in den vorangehenden Gesteinen als Einsprenglinge auftraten. Es kommen daher in erster Linie Augite und Hauynminerale, seltener Leuzite in Betracht. Daneben finden sich noch Magnetitkörnchen, Serpentinpseudomorphosen von Olivin, Apatite und ganz selten kleinere Biotittafeln und eine braune Hornblende. Hin und wieder tritt neben dem normalen Augit ein schwach grünlicher, diopsidischer auf mit $c \gamma$ 40° . Im Gestein ist derselbe ganz unbekannt und sein Fehlen wohl auf magmatische Resorption zurückzuführen.

Die grünbräunlichen, dichten, fast isotropen Flecken des Dünnschliffes gehen wohl auf gänzlich zersetzte Gesteinsbruchstückchen zurück, da sie öfters noch Augite, Magnetitkörnchen und Leisten von Ca-Na-Feldspaten als Einschlüsse enthalten.

Die Grundmasse dieser tuffigen Gebilde ist isotrop und als solche glasig.

M_6 (östlich von Stadthöfen) ist gleichfalls porphyrisch entwickelt mit Einsprenglingen von Augit mit nahe $c \underline{\gamma}$ für \bar{III} $50\frac{1}{2}^\circ$, für 100 58° . Der Farbenton ist für $\bar{III} a$ gelbgrüngrau, für 100 schwach purpurgrau, γ für 100 und \bar{III} gelbgrüngrau. Hin und wieder gibt es Augite mit grünlichem Kern. Die Grundmasse besteht wesentlich aus Augit mit Magnetit. Nur hie und da verrät sich ein Leuzit durch seine kennzeichnenden Einschlüsse. Ansonsten dürfte diese isotrope Substanz einer Glasbasis angehören, die auch sonst unregelmäßige Flecken in größerer Anzahl im Dünnschliff bildet. Doch nicht alles dieser weißen Flecken ist Glas. Ein Großteil derselben wird von Nephelin gebildet, in einigen Fällen konnte neben demselben auch Anorthoklas mit sehr kleinem (—)

Achsenwinkel und zweierlei, sehr feinen bis fast unsichtbaren Lamellen (Pe- und Ab-Gesetz) nachgewiesen werden. In den Nephelin sind bisweilen braun durchsichtige Titanisenblättchen hineinverwachsen. Seltener bilden letztere zierliche, federartige Wachstumsformen. In bestimmter Verbreitung findet sich in der Grundmasse der rotbraune Biotit, der sich gerne an den Magnetit heftet.

Die in allen Typen der Mokrauer Basaltmassen (mit Ausnahme von M_6) meist als Hohlräumausfüllungen auftretenden, weißen, zeolitischen Minerale gehören dem Phillipsit an. Derselbe ist strahlig entwickelt und intensiv verzwilligt. Die Teilkristalle bilden zunächst Durchkreuzungszwillinge nach dem Gesetze: Z. E. ist 021. Diese sind weiterhin nach dem bekannten zweiten Gesetze, nach welchem 011 die Z. E. ist, zu Vierlingen verbunden; und zwar kehren in unserem Falle dieselben nicht ihre 001 Flächen, sondern die 010 Flächen nach außen. Das erstere Zwillingsgesetz kann sich polysynthetisch wiederholen, so daß die Individuen ein nach Art der Ca-Na-Feldspate gestreiftes Aussehen erhalten. Diese ungemein häufig auftretenden und den Phyllipsit als solchen sofort kennzeichnenden Zwillingbildungen treten besonders auf Querschnitten sehr deutlich in Erscheinung. Bei unvollständiger Ausfüllung des Hohlräum tritt Calcit als jüngste Bildung hinzu, der den Phillipsit auch vollständig verdrängen kann, wie aus den bisweilen noch radialstrahlige angeordneten Calcitaggregaten hervorgeht.

Die gemeinsamen Züge, welche die vorbeschriebenen sechs Proben in ihrer Zusammensetzung erkennen lassen, ergeben sich aus der allen Gesteinen eigenen Mineralkombination von Augit + Leuzit, bzw. Vertretung desselben durch ein Hauynmineral. Diese Mineralkombination bei wesentlicher Vorherrschaft der dunklen Gemengteile, zu welchen in einigen Typen auch Olivin hinzutritt, spricht für die eines Leuzitbasaltes mit teilweiser bis vollständiger Vertretung des Leuzites durch ein Hauynmineral. Teilweise Übergänge in tephritische Gesteine ergeben sich durch Auftreten eines Ca-Na-Feldspates in M_3 , M_6 stellt wesentlich das dem Leuzitbasalt entsprechende Nephelinstein dar.

Der Badstübl- oder Jeserauberg bei Chiesch.

Das Gestein dieses Deckenrestes ist von dem vorangehenden fast nicht verschieden. Pohl beschreibt es ebenfalls als Leuzitbasalt. Als solches enthält es Einsprenglinge von Augit, Olivin, Biotit und Leuzit in einer wesentlich aus Augit und Leuzit bestehenden Grundmasse.

Die Einsprenglinge des Augites sind bis 1 cm und darüber groß. Sanduhrstrukturen sind selten und nur schwach ausgebildet. Die Augite haben dann $\perp \beta$ den Farbenton für $\bar{111} \alpha$ fast gleich γ hellgelb (schwachgrünlich getont), für 100 α schwach purpurgrau, γ fast wie für $\bar{111} \text{ c } \gamma$, für 100 $59\frac{1}{2}^\circ$, für $\bar{111} \text{ c } \gamma$ für nicht sanduhrstruierte Individuen $51\frac{1}{2}^\circ$.

Hin und wieder findet sich ein grünlicher Kern (α grün, γ hellgrün, nahe $\text{c } \gamma \text{ } 50\frac{1}{2}^\circ$).

Der Olivin hat vielfach mehr die Eigenschaft eines Grundmassegemengteiles als die eines Einsprenglinges. Er zeigt die von Pohl erwähnten Umwandlungserscheinungen, bisweilen auch Neubildung von Calcit.

Der rotbraune, kräftig pleochroitische Biotit bildet stets allotriomorphe, lappige Formen, die im Handstück bis über 1 cm im Durchmesser haben können. Er umwächst gerne andere Gemengteile, wie Leuzit, Erze und Augit.

Der Leuzit ist ein häufiger Gemengteil. Seine Einschlüsse sind meist zentral gehäuft oder vielfach gleichzeitig konzentrisch-schalig angeordnet. Ebenso kommt bisweilen eine mehr weniger unregelmäßige Verteilung der Einschlüsse vor. Letztere bestehen im wesentlichen aus Augit, Apatit und Erzkörnchen.

Nach Pohl nimmt auch noch etwas Nephelin, selten ein Mineral der Hauynreihe Anteil an der Zusammensetzung der Grundmasse. Stellenweise macht sich auch eine Glasbasis mit farblosen bis grünlichen Mikrolithen bemerkbar. Die sekundären Umwandlungserscheinungen in der Grundmasse, die besonders den Leuzit betreffen, führten neben Orthoklas auch zur Ausbildung von Anorthoklas. Letzterer ist bei kleinem Achsenwinkel optisch (—), $n < K. B.$ und läßt fast stets eine äußerst feine Zwillingslamellierung nach dem Ab-Gesetz erkennen, die öfters noch von einem zweiten System nach dem Pe-Gesetz begleitet ist. Die kennzeichnenden Einschlüsse des Leuzites wurden in die über größere Flächen des Dünnschliffes einheitlich auslöschenden Orthoklas-, bzw. Anorthoklasindividuen mit übernommen.

Die hin und wieder auftretenden Resorptionsneubildungen gehen wohl auf aufgezehrte Hornblenden zurück. Sie fallen auf durch die regelmäßig umrissenen Magnetitanhäufungen, die in ihren meist langrechteckigen Formen die Gestalt des resorbierten Minerals wiedergeben. Neben Magnetit beteiligt sich an deren Zusammensetzung noch rotbrauner Biotit und Rhönit in dunkelbraunen, pleochroitischen, länglichen Blättchen.

Neben Orthoklas und Anorthoklas tritt in den feinen weißen Äderchen, die das Gestein durchsetzen, auch ein zeolithisches

Mineral auf, das dem Phillipsit angehört. Stellenweise bildet derselbe feinfaserige, radialstrahlige Aggregate mit der Erscheinung des Brewsterschen Kreuzes zwischen gekreuzten Nikols.

Der „Bartelhübel“ bei Kratzin.

Ungefähr 550 m östlich von Kratzin, unmittelbar an der rechten Seite der Straße nach Tyß, durchbricht den Granit ein kleines, nur wenige m hohes, basaltisches Vorkommen, das im Volksmunde „Bartelhübel“ genannt wird. Einige Schritte östlich davon, im nahen Wald tritt das gleiche Gestein wieder auf, ohne sich landschaftlich auch nur irgendwie bemerkbar zu machen. Beide Gesteine, die offenbar erst nachträglich von einander getrennt wurden, sind von schwarzgrauer Farbe und porphyrisch entwickelt mit Einsprenglingen von Olivin und von meist erst im Dünnschliff wahrnehmbarem Augit. Außerdem machen sich fremdartige, dem Granit entstammende Mineral-, seltener Gesteinseinschlüsse bemerkbar.

Der Augit zeigt öfters schöne Sanduhrstrukturen und hat in diesem Falle nahe $\perp \beta \quad c \gamma$ für $\bar{111} \dots 51^\circ$, für $100 \quad 60^\circ$. Der Farbenton ist für α fast gleich γ in $\bar{111}$ gelblichgrüngrau, in 100 ebenso und schwach purpurgrau getont. Beim Olivin wechseln gut begrenzte Formen mit korodierten ab. Die Korrosionseinbuchtungen werden von Grundmasse ausgefüllt. Als Einschlüsse enthält er Magnetit und winzigste, tiefbraun durchsichtige Picotitoktaederchen. Die randliche Umwandlung führt zur Bildung rotbraunen Serpentin.

Die Grundmasse besteht im wesentlichen aus Augit und Magnetit mit Spuren einer isotropen Glasbasis. Nur hier und da läßt sich ein einem Hauynmineral entsprechender Querschnitt feststellen. Als Nebengemengteil tritt Apatit auf. Der Augit der Grundmasse hat seine gewöhnliche Ausbildung. Die leistenförmigen Durchschnitte sind gewöhnlich 4—5mal länger als breit. In ihrem Farbenton gleichen sie den Einsprenglingen.

In der Reihe der bisher besprochenen Ergußgesteine gehört das vorliegende zu den basischsten Typen derselben und leitet bereits hinüber zu limburgitischen Gesteinsgliedern.

Die granitischen Einschlüsse bestehen in der Hauptsache aus Quarz- und Feldspatkörnchen. Die Quarzkörnchen sind bisweilen zur Gänze eingeschmolzen und in ein grünliches Glas verwandelt. Sonst zeigt jedes Quarzkorn einen verschieden breiten Saum, bestehend aus einem von Glas durchtränkten Filz von grünen Augitmikrolithen. Bisweilen sieht man in diesen Augitanhäufungen keine Spur des ursprünglichen Quarzes mehr. Die wenigen Feldspateinschlüsse sind meist getrübt (gefrittet) und zeigen schmale isotrope Ränder, in

- welche auch hier grünliche Augitmikrolithe hineinragen. Hie und da sind sie zu serizitischen Aggregaten sekundär umgewandelt worden. Das Eisen erz zeigt in einigen dieser Einschlüsse skelettige Wachstumsformen.

Der Schloßberg bei Luditz.

Südlich von Luditz liegt auf dem zum Tale der Schnella steil abfallenden Grundgebirge die Decke des einst von einer Burg gekrönten Schloßberges. Im Süden desselben reichen Permreste bis an seine Begrenzung heran und bilden hier die unmittelbare Unterlage. Pohl beschreibt dieses Gestein als Leuzitbasalt. Es enthält bei einer ausgezeichneten porphyrischen Struktur in einer wesentlich aus Augit und Leuzit bestehenden Grundmasse Einsprenglinge von Augit, resorbierter Hornblende und spärlichem Olivin. Pohl erwähnt auch noch solche von Leuzit.

Der nicht zonar struierte Augit hat $\perp \beta$ den Farbenton $a = \gamma$ 35 gelbgrau s (Raddé'sche Farbenskala). Für Augite mit grünlichem Kern gilt für d. K. quer zu c // A. E. 36 gelbgrüngrau m, // b 37 grüngrau m, für die Schale // A. E. 35 gelbgrau t, // b 34 orangegräu m, (Schlifffdicke 0'029 mm.) c γ f. d. K. 50°, f. d. Sch. 59°. $V = 29\frac{1}{4}$ °. (Gemessen aus den Abständen der Mittellinie, der optischen Achse und der Achsenebene vom Fadenkreuzmittelpunkt. Genaueres hierüber s. bei M. Stark „Geologisch-petrographische Aufnahme der Euganeen“ Tscherm. M. P. M. Bd. 27, 1908.) Die resorbierten Hornblend en erweisen sich zentral im Handstücke bisweilen von mit der Basis parallel der c-Achse gestellten Biotitblättchen erfüllt, welche Erscheinung auch im Dünnschliff deutlich zur Geltung kommt. Der Biotit ist rotbraun und kräftig pleochroitisch. Bemerkenswert ist, daß der Augit unter den Resorptionsneubildungen vollständig fehlt. Neben herrschendem Magnetit nimmt noch ein gelbgrünes bis gelbbraunliches, chloritähnliches Mineral an deren Zusammensetzung Anteil. Vielleicht entspricht dieses als Umwandlungsprodukt den ursprünglich auftretenden Augiten.

Der Olivin ließ sich nur in wenigen Individuen in gleichzeitig sehr gut erhaltenem Zustande feststellen. Pohl erwähnt das häufige Auftreten von Jddingsit.

Ein weiterer häufiger Gemengteil ist der Biotit, der bedeutende Unterschiede hinsichtlich seiner Menge und Größe aufweisen kann. Er tritt stets in allotriomorphen, gelappten Formen auf und findet sich öfters auch in Gemeinschaft der zeolithischen Neubildungen, die sich aus glasigen Partien herausentwickelt haben. Seine Bildungszeit hat offenbar die der übrigen

farbigen Gemengteile überdauert. Man kann biotitreiche und biotitarme Typen unterscheiden. In den biotitreichen Gesteinen, in denen seine Tafeln bis 2 cm im Durchmesser erreichen können, kann er eine Abnahme der übrigen farbigen Gemengteile veranlassen.

Die Grundmasse besteht, wie bereits erwähnt, wesentlich aus Augit und Leuzit in ungefähr gleichem Mengenverhältnis, wozu noch besagter Biotit, sehr viel Magnetit und eine Glasbasis hinzutreten. Der Magnetit der Grundmasse ist feinkörnig zum Unterschied von einer zweiten Generation, die bald Einsprenglingsgröße erreicht und wenigstens teilweise Begrenzungen zeigt. Die glasigen Bildungen durchziehen als weiße Flecken und Adern das Gestein und sind bis auf einige wenige Reste in zeolithische Minerale umgewandelt worden. Letztere gehören einzig und allein dem Phillipsit an.

Die Rabenberge.

Südlich des Schloßberges, nur wenige Minuten von ihm entfernt, tauchen aus dem Gelände des Rotliegenden noch einige Ergußgesteinskoppen auf, die sich schon makroskopisch durch ihre gleichmäßig dichte Beschaffenheit und den Mangel an Einsprenglingen vom Schloßberggestein unterscheiden. Die Zahl und Größe der Einsprenglinge (nur Augite) ist auch im Dünnschliff sehr beschränkt. Sie liegen in einer völlig auskristallisierten Grundmasse, die wesentlich aus vorherrschendem Augit und Nephelin besteht. An Nebengemengteilen treten noch Apatit und Magnetit, an Übergemengteilen Biotit, Titanit und Perowskit hinzu.

Der Augit hat die Farbe $\alpha = \gamma$ 34 orangegrau o (Schliffdicke 0,025 mm). Feinere Strukturen fehlen vollständig. γ 54° Neben Augit tritt nur noch der Magnetit in einer zweiten Generation auf. Manche Individuen des Erzes sind mit kleinsten Biotitschüppchen verwachsen.

Die farblose, schwach doppelbrechende Zwischensubstanz der Grundmasse gehört dem Nephelin an. Als Einschlüsse enthält er gerne Augitkörnchen. Der Apatit hat vielfach ein durch staubförmige Einschlüsse getrübbtes Aussehen. Der Perowskit erscheint in zahlreichen kleinen, violettgraubraunen Körnchen. Der Titanit ist seltener und bildet gewöhnlich gelbliche, kräftig polarisierte, selten spitzrhombsch begrenzte Individuen. Die mikroskopisch kleinen, spärlichen Kluftausfüllungen zeigen das gleiche Verhalten wie im Schloßberggestein, sind also Phillipsite.

Der vorbeschriebenen Zusammensetzung nach ist das vorliegende Gestein ein Nephelinit, der aber auf Grund des

Vorherrschens der dunklen Gemengteile ähnlich dem Gestein des Tonberges schon zu den basaltoiden Typen derselben zu stellen ist.

„Am Felsen“ bei Kobyla.

Dieses Gestein, ein Hauynophyr, findet sich wenige Minuten SSO von Kobyla in einem fast zur Hälfte schon überackerten, spaltenförmigen, ungefähr 80 Schritte langen und 30 Schritte breiten gangförmigen Auftreten. Es ist grauschwarz, versteckt porphyrisch und enthält in einer fast vollständig auskristallisierten Grundmasse Einsprenglinge von Augit, Hauyn und sehr spärlichem Nephelin.

Sehr häufig treten die Einsprenglinge des farblosen oder durch punktförmige Einschlüsse schwach violett bestäubten Hauyns auf. Sie zeigen die gewöhnlichen Begrenzungsformen, sind aber auch hin und wieder prismatisch entwickelt. Randlich häufen sich die punktförmigen Einschlüsse und bilden hier eine verschieden breite, fast schwarze Zone. Im Innern des Kristalls lösen sie sich in einzelne Strichsysteme auf, die den Richtungen der kristallographischen Achsen folgen. Außerhalb der schwärzlichen Randzone findet sich ein durchschnittlich 4μ breiter, einschlußfreier Saum. Die Verwitterung ist bei den meisten Individuen schon weit vorgeschritten und hat zur Bildung zeolithischer Substanzen, die oft eisblumenartig aneinander gereiht sind, geführt.

Den größten Anteil an der Zusammensetzung des Gesteins hat der Augit, (bis 12 mal länger als breit). Er hat $\perp \beta$ den Farbenton $a = \gamma$ 35 gelbgrau t und quer zu $c // A. E.$ 35 t (etwas deutlicher gelb getont), $// b$ 34 orangegrau r (grün getont). Schliffdicke 0.033 Millimeter), $\frac{c}{\gamma}$ 55° f. d. K., 62° f. d. Sch., $c\gamma$ für 100 60°, für III 50°—53°, $V = 32\frac{3}{4}^\circ$.

Der Nephelin kommt als Einsprengling nur vereinzelt vor. Er enthält gerne kleinste, punktförmige, opake Einschlüsse.

Die Grundmasse besteht im wesentlichen aus Augit und Nephelin, letzterer als Füllmasse mit schwacher Doppelbrechung auftretend. Dazu treten noch Apatit, Magnetit (auch in einer zweiten, größeren Generation), Perowskit und etwas Glas. Zu Neubildungen der Grundmasse gehört der Calcit.

Der Wladarzberg bei Luditz.

Der Wladarzberg ist ein selbständiger Ergußgesteinskörper mit teilweise schlackiger Gesteinsausbildung. Letztere Gesteine finden sich besonders am Ost- und Südrande des Berges. Sie

sind wohl zu unterscheiden von den künstlichen Schmelzprodukten des Wladarzer Berges, die bei den Verschlackungsversuchen der hier angelegten Wälle durch Holzfeuer in vorgeschichtlicher Zeit entstanden sein sollen. Die Unterlage des Deckenrestes bildet zum größten Teile Perm, wenn es auch an einigen Stellen wegen vollständiger, sekundärer Überrollung durch Basaltschotter nicht mehr nachgewiesen werden konnte.

Pohl beschreibt das Gestein als hornblendeführenden olivinarmer Feldspatbasalt, bzw. als olivinarmer Hornblendebasalt. Als solcher enthält er in einer nicht vollständig auskristallisierten, aus Augit, sehr wenig Ca-Na-Feldspat, Olivin, Magnetit, Apatit und Glas bestehenden, biotithaltigen Grundmasse Einsprenglinge von Augit, Hornblende, Olivin, Magnetit und spärlichem Ca-Na-Feldspat. Das Gestein ist nicht überall gleich entwickelt. Kleinen Schwankungen unterliegen die Menge und Größe der Hornblende-Einsprenglinge, mit deren Zunahme ein Zurücktreten des Augites und des Ca-Na-Feldspates (als Einsprenglinge) verbunden ist. Die Augiteinsprenglinge (6 mal länger als breit) haben die Farbe 34 orange-grau bis 40 violett-grau r (Schlifffdicke 0.020). Schalenbau mit grünlichem, pleochroitischem Kern und Sanduhrstrukturen mit schwach rötlichvioletter Färbung der 100 Anwachs-pyramiden treten öfters auf.

$\frac{c\gamma}{III}$ 54° (bei nicht zonarstruierten Individuen), $c\gamma$
für 100 52°, für 100 64°, $V = 27 \frac{3}{4}^\circ$

Die Hornblende ($c\gamma - 9 \frac{1}{2}^\circ$) ist kräftig resorbiert. Resorptionsrückstände sind entweder kleine Magnetitkörnchen oder ein inniges Gemenge von Augit und Magnetit, wozu noch Rhönit treten kann. Neben dieser intratellurisch gebildeten Hornblende tritt noch eine der Effusionsphase zugehörige ohne irgendwelche Resorptionserscheinungen auf. Sie findet sich bald selbständig in unregelmäßigen Formen, bald in Verbindung mit den resorbierten Hornblenden als randliche Fortwachsungen derselben oder unter deren Resorptionsrückständen. $c\gamma 8 \frac{1}{2}^\circ$. Der Olivin ist keineswegs ein gar so seltener Gemengteil. Optischer Charakter ist schwankend, doch öfters (+) als (-). V bei 90° . Er tritt auch gerne als Grundmassegemengteil auf. Der Ca-Na-Feldspat gehört zur Andesin-Labrador-Reihe. $\perp \alpha + 19 \frac{1}{2}^\circ$ bis $+ 23 \frac{1}{2}^\circ$, (+), $n. > K. B., Ab-, Pe$ -Gesetz. Er bildet ähnlich weiße Flecken im Gestein wie die glasigen Partien, mit denen er öfters auch gemeinschaftlich auftritt. Der Biotit gehört offenbar auch zu den Bildungen der Effusionsphase. Er findet sich vielfach auch gemeinsam mit jenen von Feldspat und Glas ausgefüllten kleinen Hohlräumen des Gesteins. Das farb-

lose Glas der Grundmasse, das stellenweise größere, isotrope, weiße Flecken im Gestein bildet, ist meist völlig unzersetzt und enthält Apatitnadelchen, Eisenerze und Feldspate als Einschlüsse. Umwandlung in Calcit macht sich bisweilen bemerkbar. Hin und wieder sind obige Hornblenden teilweise von resorbierten Individuen aus in derlei vollkommen in Calcit umgewandelte, ursprünglich glasige Partien in zackigen und lappigen Formen hineingewachsen. Neben Calcit machen sich öfters auch phillipsitische Neubildungen bemerkbar.

In den schlackigen Abarten des Wladargesteines, deren Ausbildung an die Basis und Oberfläche der ursprünglichen Lavadecke gebunden ist, ließ sich kein so durchgreifender Unterschied von Typen mit rundlichen und gestreckten Blasenräumen feststellen. Auch sind sie meist von dunkelbrauner oder sonst dunkler, selten von schwärzlicher Färbung. Sie gehen oft in ziegelrote Gesteine von erdiger Beschaffenheit über, die gerne bis 1 cm große Hornblendekristalle enthalten.

Überall konnte eine schwache, bis 0.06 mm breite Auskleidung der Hohlräume durch sekundäre Minerale festgestellt werden. Dieselbe verrät sich schon im Handstück durch die bläulichweiße Innenfärbung der angebrochenen Blasenräume. Die kleineren derselben sind vollständig damit erfüllt. Der Zusammensetzung nach haben mehrere Minerale an dieser Auskleidung Anteil. Die erste, dem Blasenraum direkt anliegende Schichte ist körniger Natur und hellet unter + Nik. wenig auf. Darauf folgt ein aus jeweils zur Wand des Hohlraumes senkrecht stehenden, feinsten Fasern bestehender Ring. Den Abschluß bildet entweder direkt oder erst nach nochmaligem Dazwischentreten eines äußerst schmalen, beinahe isotropen Streifens ein etwas gelblich gefärbter, strukturloser, bis 0.008 mm breiter Saum, der sich auch durch etwas höhere Doppelbrechung (bis gelb 1. Ordg.) von den übrigen Mineralen unterscheidet. Bisweilen enthalten diese Bildungen Brauneisen in zierlichen, moosartigen Formen eingeschlossen.

Das Gestein selbst ist porphyrisch struiert und enthält in einer, durch Brauneisen stark rotbraun gefärbten, aus Augit, Olivin, Magnetit, Ca-Na-Feldspat und Glas bestehenden Grundmasse Einsprenglinge von Hornblende (bis 6.65 mm groß), Augit (bis 0.35 mm) und Olivin. Die Hornblende ist wie oben stark resorbiert. Der Augit ist durchwegs rötlichgrau. Schalenbau tritt weniger deutlich hervor, wie eine typisch ausgebildete Sanduhrstruktur. $c\gamma$ für 100 63° , für III 51° . $c\gamma$ für III > 100 .

Die Neubildungen des Olivins sind durchwegs gelb bis gelbbraun gefärbt.

Das Wladarzgestein tritt noch in einer dritten, fast durchwegs glasigen Ausbildung auf. Dieses seltenere Gestein hat eine stark poröse Oberfläche, ist weißlichgrau und enthält öfters eingeschlossene Basalttrümmer. Die glasigen Partien sind im Handstücke bläulichweiß, im Dünnschliff farblos bis blaßgelblich und durch erdige Substanzen stark getrübt. Als Einschlüsse enthalten sie zahlreiche Apatitnadelchen, die in ihrer Anordnung eine Fluidaltextur deutlich zum Ausdruck bringen. Im Handstück fallen noch leistenförmige, weißliche Durchschnitte von erdiger Beschaffenheit auf, die wahrscheinlich zersetztem Feldspat angehören, zumal dieser im Gestein sonst häufiger auftritt. Das Glas enthält als Einschlüsse weiterhin noch Feldspate, Augite und Magnetite.

Der Feldspat ist bald ein Sanidin, bald ein Ca-Na-Feldspat der Andesin-Labrador-Reihe. In ersterem Falle ist er zweiachsig mit kleinem Achsenwinkel, ($-$), $n < K. B.$, ohne polysynthetische Zwillingsbildungen. Für den Ca-Na-Feldspat gilt: nahe $\perp a \dots + 22^\circ$, $n > K. B.$, meist polysynthetisch verzwillingt. (Ab-Gesetz.) Der Augit hat $\perp \beta$ für a . 41 purpurgrau o, für γ 34 orangegrau r und quer zu $c // A. E.$ 34 orangegrau s, $// b$ 41 m. (Schliffdicke 0,048 mm.) Sanduhrstrukturen und Schalenbau sind häufig. $V = 24\frac{1}{2}^\circ$

Der vorliegende Augit hat Ähnlichkeit mit denen mancher Nephelinite (z. B. Nephelinit von Löbau). Ebenso weist auch das Vorkommen von Rhönit unter den Resorptionsneubildungen der reichlich auftretenden Hornblendeinsprenglinge darauf hin, daß man es hier mit einem Gestein der Alkalireihe zu tun hat, dessen Natur (wahrscheinlich trachydoleritisch) bei vollständiger Auskristallisation deutlicher zum Ausdruck gekommen wäre.

Der Klumberg.

Der Klumberg stellt die bedeutendste Ergußgesteinsdecke unseres Gebietes dar. Hansel (Lit. 15) und Pohl, deren Ausführungen nicht viel hinzuzufügen ist, beschreiben das Gestein desselben als Nephelinbasanit. Wegen des Vorherrschens der dunklen Gemengteile über die hellen sind sie wohl zu den basaltoiden Typen desselben zu stellen. In einem untersuchten Schliffe konnte Nephelin nur in ganz geringen Mengen nachgewiesen werden, da er sich zum größten Teile in der glasigen Basis der Grundmasse verbirgt. Letztere besteht im wesentlichen noch aus vorherrschendem Augit nebst Leisten von Ca-Na-Feldspaten und Magnetit. Die Ca-Na-Feldspate gehören gemäß ihrem optischen Charakter ($\perp M + 24^\circ$, (+), $n > K. B.$) dem Labrador an. Die Verzwillingung erfolgt stets nach dem Ab-Gesetz. Die Größe von Einsprenglingen erreichen

sie fast nie. Für letztere kommen nur Olivin und einzelne Augite in Betracht. Eine zweite Generation bilden auch die Eisenerze.

Der Augit hat die Farbe $\perp \beta \alpha = \gamma$ 41 purpurgrau p (Schlifffdicke 0'025 mm). Sanduhrstrukturen fallen wenig auf. $c \gamma$ für 100 62°, für $\bar{111}$ 53°. Der Olivin ist durchwegs braunrot verwittert. (Serpentinbildung unter gleichzeitiger Entstehung von Eisenhydroxyd.) Er tritt auch in kleinsten Kriställchen in der Grundmasse auf. Pohl fand auch noch viel Biotit in unregelmäßigen Fetzen ausgebildet vor.

Die Unterlage der Decke am Nordrande östlich von Klum bildet an einigen Stellen ein weißer Ton.

Der Spitzberg bei Praßles.

Die beiden Gesteinsarten des Praßleser Spitzberges sind schon von Wohnig (Lit. 16) untersucht und als Andesit, bzw. basaltischer Andesit bestimmt worden.

Letzteres Gestein ist von schwarzgrauer Farbe, deutlich porphyrisch und enthält in der nicht vollständig auskristallisierten Grundmasse Einsprenglinge von Augit, Hornblende, Magnetit, spärlichen Ca-Na-Feldspaten und Apatit.

Die Augite (bis 2 mm, 1 7) zeigen bald Schalenbau, bald sehen sie vollkommen gleichartig aus. Die zonarstruierten Individuen haben $\perp \beta$ für d. K. α 12 gelbgrün (2. Übergang nach graugrün) o, deutlich grasgrün, γ 12 p, f. d. R. . 34 orangegräu q, (letzteren Farbenton zeigt auch der sonst nicht zonarstruierte Augit) und quer zu c f. d. K. parallel A. E. 35 gelbgrau r, // b 12 gelbgrün r, f. d. R. // A. E. 35. r, // b 34 orangegräu q. (Schlifffdicke 0'033 mm.) $c \gamma$ für d. grünen Kern 46½°, f. d. Sch. 50°. $V = 31\frac{1}{4}$ °. Im grünen Kern ist V größer als in der bräunlichgrauen Schale. Folgt schließlich noch eine grau-grüne Zone, so liegt V zwischen V des Kernes und der ersten Schale. $c \gamma$ der nicht zonarstruierten Individuen 52°. Mannigfache Korrosionserscheinungen und längs Rissen siedelnde Calcitneubildungen sind oft anzutreffen.

Die Hornblendensind stets kräftig resorbiert. Die Neubildungen sind dichte Magnetit-Augit-Aggregate mit öfters dazutretendem Rhönit, dessen Stäbchen sich unter einem Winkel von zirka 60° schneiden. In geringen Mengen durchsetzen noch Bildungen von Ca-Na-Feldspat und Spuren eines chloritischen Mineralen die resorbierten Individuen. Die spärlichen Ca-Na-Feldspate (0'45 mm Ab-, seltener Pe-Gesetz) sind stets zonar und nach \perp MP. f. d. K. + 31'5° 57% An, f. d. Sch. + 29° . 51% An, opt. (+), Labrador mit sekundärem Calcit. Der Apatit bildet einzelne, langgestreckte, braunschwarz-

bestäubte Individuen, bisweilen findet er sich auch als Einschluß-mineral.

Die fluidal texturierte Grundmasse besteht im wesentlichen aus Ca-Na-Feldspat (vorherrschend Andesin bis Labrador) und Augit, dazu treten noch Apatit, Magnetit, Biotit und geringe Mengen einer farblosen Glasbasis. Der Biotit haftet mit Vorliebe an den etwas größeren Magnetitkörnern. Außerdem enthält die Grundmasse noch reichlich sekundären Calcit.

Das rötlichgraue, als Andesit beschriebene Gestein unterscheidet sich von dem vorangehenden durch einen größeren Gehalt an Feldspateinsprenglingen und Apatit, das Auftreten von Titanit und durch die entschiedene Vorherrschaft der hellen Gemengteile über die dunklen auch in der Grundmasse. Eine Glasbasis tritt auch hier nicht selten auf.

Die Ca-Na-Feldspate sind auch hier stets zonar und nach $\alpha + 34\frac{1}{2}^\circ$ f. d. K., $+ 24^\circ$ f. d. Sch., opt. (+), ebenfalls ein Labrador, bzw. Andesin. Außerdem findet sich öfters ein Sanidinmantel.

Die Resorptionserscheinungen an der Hornblende sind dieselben wie oben.

Die Augite sind hier jedoch nicht diopsidisch, sondern ergaben γ f. d. K. 52° , f. d. Sch. 58° $V = 32^\circ$.

Wenn es auch nicht möglich war, durch die petrographische Untersuchung einen charakteristischen Gemengteil der Alkaligesteine festzustellen, so muß man doch auf Grund der geologischen Vergesellschaftung die Zugehörigkeit zu letzteren annehmen und die Andesite Wohnigs zu den Trachyandesiten stellen. Einigermaßen spricht auch das Auftreten von Rhönit dafür. Durch Zunahme der dunklen Gemengteile in dem zuerst beschriebenen Typus entwickeln sich Übergänge in trachydoleritische Gesteine. In gleicher Weise beurteilt auch Rosenbusch (Lit. 17, 18) Wohnigs Andesite vom Tepler Hochland. Daß es sich um Gesteine der Alkalireihe handelt, dafür sprechen eindeutig die Augite. (Lit. 20.)

Die weißen Flecken in unfrischen Stücken, gewöhnlich als Sonnenbrenner bezeichnet, wurden schon von Wohnig eingehend ohne jedes Ergebnis untersucht. Es handelt sich hier um eine ungemein schwach licht- und doppelbrechende, feinfasrige oder verfilzte Substanz, im ersteren Falle mit γ in der Längsrichtung. Stärkere Verwitterungsgrade bedingen den Zerfall des Gesteines in Grus, wie es auch beim Klumer Berg der Fall ist. (Vgl. Lit. 21.)

Geologisch ist der Spitzberg bei Prassles nach Wohnig eine Quellkuppe. Das rötlichgraue hellere Gestein liegt dabei mantel-

förmig über dem dunkleren. Aufschlüsse am Südrande des Berges ließen die Mächtigkeit dieses Mantels mit bis $1\frac{1}{2}$ m erkennen. Bei der Eruption des dunkleren Gesteines wurden gelegentlich des Empordringens aus der Tiefe Bruchstücke des Nebengesteins abgesprengt und in das Magma eingeschlossen, an die Oberfläche befördert. Solche exogene Einschlüsse können bedeutende Größen erreichen. Wohnig erwähnt solche mit bis $\frac{1}{2}$ m im Durchmesser. Öfters bestehen sie aus Quarz, Kalifeldspat, saurem Ca-Na-Feldspat, etwas Biotit und Apatit, sind also granitischer Natur. Im Handstücke sind diese Einschlüsse meist zersprungen und besonders randlich von Gesteinsmasse durchzogen.

Der Quarz ist intensiv zersprungen und stets von einer isotropen, glasigen, stark getrüben Einschmelzungszone umgeben. Als Einschlüsse enthält er schlauchförmige, auch unregelmäßig geformte Poren. Der Orthoklas ist durch Einschlüsse getrübt, $\perp a$ fast einachsigt. Der Ca-Na-Feldspat (Ab-, Pe-Gesetz, $n < K. B.$) ist mit $\perp a$ -15° ein Albit.

Der Biotit ist stark getrübt und wenig pleochroitisch. Als Neubildungen treten auf Sillimanitmikrolithen, Spinellkörnchen und zahlreiche Trichite.

Kleinere ähnliche Einschlüsse führt bisweilen auch das hellere Gestein. Nur ist es hier zufolge der geringen Hitzewirkungen der wenig starken Eruption zu keinen Einschmelzungserscheinungen gekommen.

Des öfteren ist das Gestein von poröser Beschaffenheit und dann in seinen Hohlräumen von zeolithischen Neubildungen erfüllt. Diese kleindrusigen, gut kristallisierten Auskleidungen gehören dem Phillipsit an. Diese sind Zwillinge höheren Grades, die bisweilen Rhombendodekaedern sich nähern und in den Richtungen der dreizähligen Achsen Lücken haben können. Daneben kommen noch gelbliche, halbkugelige, radialstrahlige Aggregate vor. Hin und wieder scheint auch ein Analzimirkriställchen sich zu finden.

Der Mösingberg bei Netschetin.

Das grauschwarze, versteckt porphyrische, von Pohl als Augitandesit beschriebene Gestein enthält in einer vollständig auskristallisierten, wesentlich aus Ca-Na-Feldspat, Augit, Magnetit und etwas Apatit bestehenden, fluidal texturierten Grundmasse Einsprenglinge von Augit, resorbierter Hornblende und spärlichem Ca-Na-Feldspat.

Der Augit zeigt $\perp \beta a = \gamma 36$ gelbgrüngrau m, quer zu c parallel d. A. E. 35 gelbgrau q, parallel b 36 n. Ein Indi-

viduum mit grünlichem Kern zeigte $\perp \beta a$ 12 gelbgrün m (deutlich grasgrün), γ 12 0 (Schlifffdicke 0'029 mm). $c \gamma$ 50½°.

Der Ca-Na-Feldspat ist stark zonar und gehört mit $\perp \gamma$ f. d. K. + 7°, An 40 %, R + 3°, Sch. — 6° einem Andesin bis Oligoklas an. An den Grundmassfeldspaten ergab die symmetrische Auslöschung Werte von 4° — 11°, an größeren auch bis 21°. Sie gehen in ihren Mischungen bis zum Feldspat der Randzone der Einsprenglinge herab; daher $n \cong K. B.$

Die Resorptionsneubildungen der Hornblende bestehen meistens aus dichten Aggregaten von Magnetitkörnchen und etwas Augit. Bisweilen beschränken sie sich auf einen schmalen äußeren Saum und werden im übrigen von der Grundmasse vollständig ersetzt. Der Apatit zeigt die Ausbildung wie in dem schwarzen Gestein des Praßleser Spitzberges, wie überhaupt die Ähnlichkeit dieser beiden Gesteine hier betont sein mag.

Der petrographische Charakter der vorbeschriebenen Ergußgesteine zeigt, daß man es hier durchwegs mit Gesteinen der Alkalireihe zu tun hat. Wie im Duppauer Gebirge herrschen auch hier Nephelingesteine in der verschiedensten Ausbildung vor: Nephelinbasalt, Nephelinbasanit, Nephelinit, Hauynophyr. Durch Hinzutreten von Leuzit entwickeln sich Übergänge in Leuzitgesteine; Ca-Na-Feldspate ergeben Grenzformen gegen Tephrite hin, während das Zurückgehen aller farblosen Gemengteile limburgitähnliche Gesteinsglieder bedingt. Hinsichtlich der Natur der Gesteine des Wladarz-Berges und des Praßleser Spitzberges wurde schon das Wesentlichste gesagt.

Die Zusammengehörigkeit gibt sich kund in dem untereinander wenig verschiedenen Verhalten der Augite. Soweit sie Sanduhrstrukturen aufweisen, ähneln sie einander in den Auslöschungsschiefen für 100 und $\bar{111}$, wie auch in der fast stets auftretenden typisch violettgrauen Färbung der 100 Anwachspyramiden. Ebenso ließen auch die an einigen Typen vorgenommenen Messungen des Achsenwinkels nur geringe Unterschiede erkennen ($V = 29-33^\circ$).

Geologisch handelt es sich meist um selbständige Durchbrüche. Dies gilt vor allem für die in der südlichen Hälfte des Kartenblattes auftretenden Ergußgesteinskörper. Ursprüngliche Zusammenhänge verraten die Decken des Langen Berges und Stürzel-Berges nordwestlich von Luditz wie auch die Mokrauer Basaltmassen mit dem Badstübl-Berg nördlich von Chiesch. Die örtlichen Beziehungen dieser letztgenannten Vorkommen zum Duppauer Gebirge treten schon deutlicher in Erscheinung. Eine erschöpfende Behandlung all' dieser Ergußgesteinskörper und der unter ihnen obwaltenden Beziehungen, wird erst nach Bearbeitung des Duppauer Gebirges möglich sein.

E) Diluvium und Alluvium.

Diluviale und alluviale Ablagerungen finden sich in einiger Verbreitung längs der zum Abzugsgebiet der Schnella gehörenden Flußläufe, insbesondere im Flußgebiet der Schnella selbst. Die diluvialen, aus gelbbraunem Lehm bestehenden Sedimente fallen stellenweise durch ihre bedeutende Mächtigkeit auf, die in keinem Verhältnis zur heutigen Wasserführung der betreffenden Täler mehr steht. Der Lehm, ein ausgezeichnetes Ziegelrohmaterial, ist mehr oder weniger glimmerhaltig und entspricht in der Hauptsache zusammengeschwemmten Verwitterungsprodukten des Glimmerschiefers und der Phyllite. Oberflächlich ist er daher auch vom Schieferboden schwer unterscheidbar, zumal er von Gehängeschutt außerdem noch überrollt ist. Es wurde daher von einer genaueren Beobachtung desselben abgesehen und er nur dort in der Karte vermerkt, wo er einwandfrei, z. B. in Ziegeleien, aufgeschlossen ist.

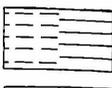
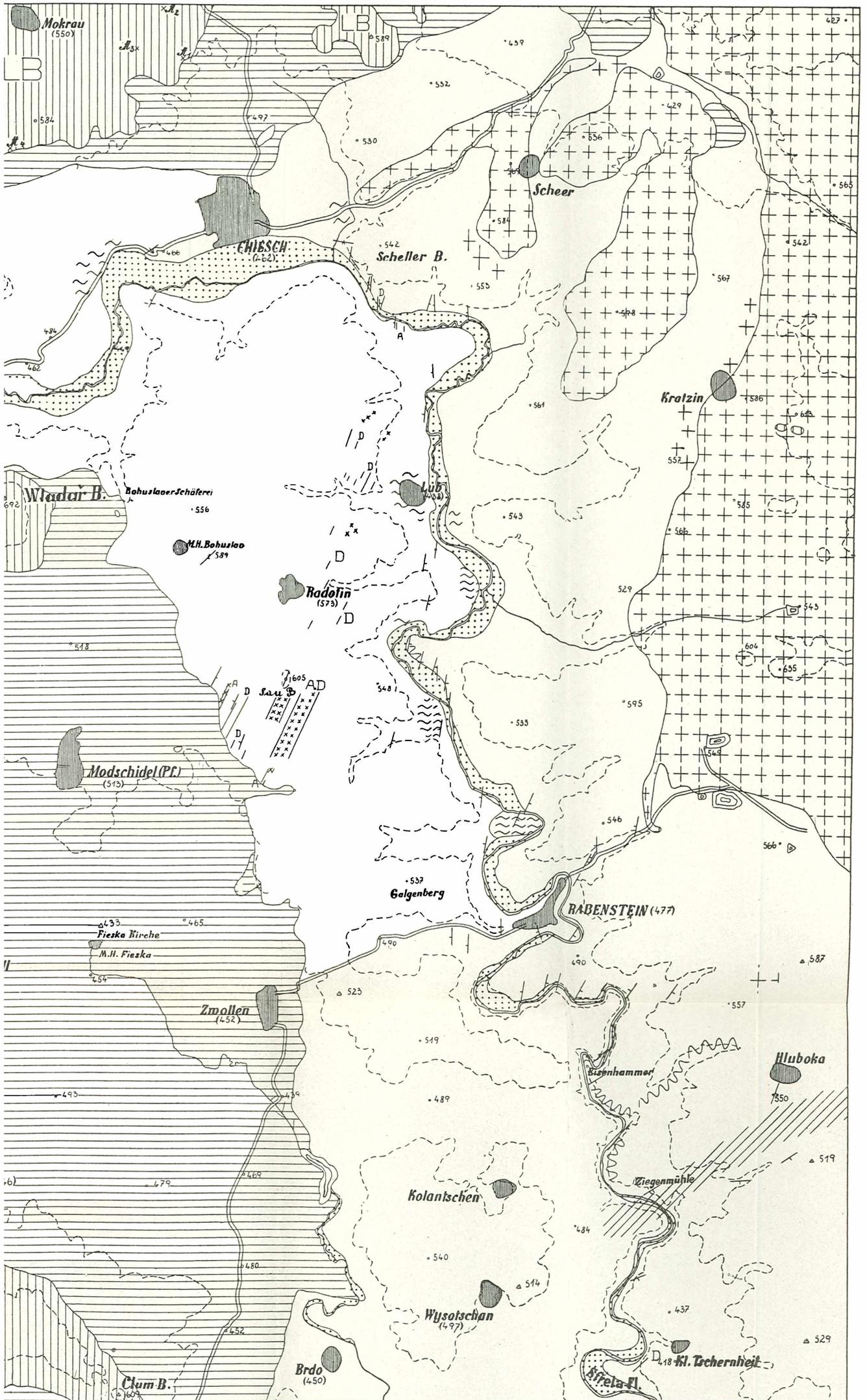
Die rezenten, meist schotterigen und sandigen Ablagerungen bilden im Tale der Schnella die Hauptmasse des bisweilen sehr breit herausgearbeiteten Talbodens, durch welchen der Fluß heute in vielfachen Mäanderbildungen seinen Lauf nimmt. Dies ist besonders flußaufwärts von Chiesch der Fall, wo der breite Talboden seine Ursache vielleicht in einer vorübergehenden Stauung der Wässer an der Tysser Granitintrusion hat.

Vorliegende Arbeit wurde im mineralogischen Institute der deutschen Universität in Prag begonnen und im mineralogisch-geologischen Institute der deutschen technischen Hochschule beendet. Es sei mir an dieser Stelle gestattet, den Herrn Vorständen der beiden Institute, insbesondere Herrn Prof. Dr. M. S t a r k wie auch Herrn Prof. Dr. K. R e d l i c h für die mannigfachen Anleitungen und Ratschläge, ferner Herrn Priv.-Doz. Dr. W. Z a r t n e r für seine Bemühungen bei der Ausführung der Arbeit besten Dank zu sagen. Besonderer Dank gebührt der Gesellschaft der Wissenschaften und Künste für die tschechoslowakische Republik für die weitgehende Förderung der Arbeit.

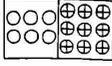
Prag, im Jänner 1930.

Literaturverzeichnis.

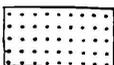
- (1) Kettner R.: „Über d. Beziehungen d. Glimmerschiefer zu d. Phylliten u. d. Gneisen in d. Umgebung v. Luditz in Westböhmen.“ (Bulletin intern. de l'Academie des Sciences de Bohême 1913.)
- (2) Kettner R.: „Versuch einer stratigraphischen Einteilung des böhmischen Algonkiums.“ (Geolog. Rundschau, 8. Bd. 1917, S. 169.)
- (3) Lidl F. v.: „Mitteilung ü. d. geognost. Verhältnisse d. Umgebung von Lubenz.“ Jahrb. d. geol. R. A. 1856, S. 373, 374.)
- (4) Reuß Aug. E.: „Geognost. Skizze d. Umgebung v. Karlsbad, Teplice-Schönau.“ Verlag Ad. Becker.
- (5) Katzer F.: „Geologie von Böhmen.“ Prag 1892, S. 262—266.)
- (6) Slavík Fr.: „Beitrag zur Kenntnis d. Eruptivgesteine des Mittelböhmischen Präkambriums.“ (Bulletin intern. d. böhm. Academie 1902.)
- (7) Andrusow D.: „Předběžná zpráva o geologickém mapování na Plassku (list Kralovice—Brásky).“ (Věstník státn. geol. ústavu č. R. roč. I. 1925, S. 119.)
- (8) Smetana V.: „Zpráva v mapování listu Podbořany—Rakovník v. r. 1927. Okolí Žihle.“ (Sborník st. geol. ústavu ročn. 1927, S. 429.)
- (9) Hochstetter F.: „Allgemeiner Bericht über d. geol. Aufnahme d. I. Sektion d. geol. Reichsanstalt in Böhmen im Sommer 1855.“ (Jahrb. d. geol. Reichsanstalt 1856, S. 316.)
- (10) Stark M.: „Bericht über die min. petr. Exkursion d. naturh. Vereines in d. nordwestl. Böhmen. B. Wissenschaftl. Ergebnisse.“ (Mitteilungen d. naturw. Vereines an d. Univ. in Wien 1903 XI, Nr. 3—7.)
- (11) Stark M.: „Umwandlungsvorgänge in Gesteinen des Böhmerwaldes.“ (Naturw. Zeitschrift „Lotos“, Bd. 76, H. 1—3. S. 7.)
- (12) Reinisch R.: „Druckprodukte a. d. Lausitzer Biotitgranit u. s. Diabasgängen.“ Leipzig 1902. (Habilit. Schrift.)
- (13) Petraschek W.: „Kohlengeologie d. öster. Teilstaaten. III. Die mittel- u. westböhmischen Steinkohlenbecken.“
- (14) Pohl O.: „Basaltische Ergußgesteine vom Tepler-Hochland.“ (Archiv. f. d. naturw. Landesdurchforschung v. Böhmen. XIII. Bd., Nr. 3, Prag 1905.)
- (15) Hansel: „Über basaltische Ergußgesteine aus der Gegend von Weseritz u. Manetin.“ (Jahresbericht d. deutschen Staatsrealschule in Pilsen 1886.)
- (16) Wohnig K.: „Trachytische u. andesitische Ergußgesteine vom Tepler-Hochland.“ (Archiv. f. naturw. Landesdurchforschung v. Böhmen, XIII. Bd., Nr. 1, S. 21, 22.)
- (17) Rosenbusch A.: „Mikrosk. Physiographie der Massengesteine“ II/2. 1908, S. 1108.
- (18) Rosenbusch A.: „Elemente der Gesteinslehre“ 1923, S. 417.
- (19) Krehan A.: „Die Umgebung von Buchau bei Karlsbad in Böhmen.“ (Jahrb. d. geol. R.-A., 1912, Bd. 62, 1. Heft.)
20. Stark M.: „Die Augite in den Gesteinen der Euganeen.“ (Neues Jahrb. für Min. etc., Beilageband LV, Abt. A, 1926, S. 1—35.)
21. Hibsich J. E.: „Über den Sonnenbrand der Gesteine.“ Zeitschrift für prakt. Geologie, 28. Jahrg., 1920, H. 5.



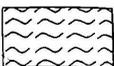
brauner Sandstein,
Perm.



sand., tonige Ablagerungen.
(Tonberg)



Alluvium.

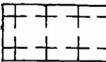
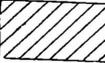
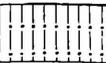
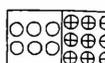


lehmige Terrassen.



AA-Andesit
H-Hornfels
HB-Hornfelsbasalt
NB-Nephelinbasalt
NBC-Nephelinbasanit
N-nephelinit
LB-Lanitbasalt
TA-Trachyandesit
T.D-Trachyandesit



- | | | | | | | |
|--|------------------------------------|---|--|---|--|---|
|  | NW Glimmerschiefer.
SO Phyllit. |  | Granit v. Typs. |  | Aplit. Ganggesteine
mit Granaten. |  |
|  | Schieferiges
Hornblendegestein. |  | Aplit. m. dioritische
Ganggesteine. |  | Blasergnese, stellen-
weise granitisch. |  |

Inhaltsverzeichnis:

	Seite
Das Grundgebirge und seine Intrusivgesteine	2
Die Phyllitzone	2
Die Glimmerschieferzone	16
Dioritische und aplitische Ganggesteine	4, 9, 19
Granitische Ganggesteine	17
Hornblendegesteine .	6, 7
Zusammenfassung	20
Der Granit von Tyß	22
Differentiationsprodukte	24
Kontakterscheinungen	27
Das Permokarbon	29
Das Tertiär und die tertiären Eruptivkörper	32
Diluvium und Alluvium	33

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Lotos - Zeitschrift fuer Naturwissenschaften](#)

Jahr/Year: 1930

Band/Volume: [78](#)

Autor(en)/Author(s): Anonymus

Artikel/Article: [Petrographie und Tektonik des Grundgebirges und seiner Intrusivgesteine 17-71](#)