

Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Bern

Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Bern

Band: - (1921)

Artikel: Vorläufige Mitteilung zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassives

Autor: Huttenlocher, H.

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-319283>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 13.02.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

H. Huttenlocher.

Vorläufige Mitteilung zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassives.

Vergl. hiezu:¹⁾ Geolog. Karte der Schweiz, 1:100,000, Bl. XVIII.
Topographischer Atlas der Schweiz 1:50,000; Blätter
492, 493 und 496 oder auch Ueberdruckblatt No. 39
„Visperthal“.

Nachstehende Zeilen bezwecken, einige vorläufige Untersuchungsresultate aus der Petrographie und Geologie des westlichsten Teils des Aarmassives bekannt zu geben, die jetzt schon als genügend sicher angesehen werden können und deshalb vielleicht allgemeineres Interesse beanspruchen dürfen. Sie sind das Ergebnis mehrjähriger Begehungen, die allerdings jeweils bloss während der kurzen Bergsommerzeit ausgeführt werden konnten, und welche überdies in die für solche Arbeiten äusserst ungünstigen schnee- und regenreichen Jahre 1912 und 1913 fielen. Während der darauf folgenden Jahre mussten die Untersuchungen leider infolge Einberufung des Verfassers zum Kriegsdienst unterbrochen werden. Der überaus günstige Hochsommer des Jahres 1919 erlaubte aber doch, die begonnenen Arbeiten zu einem vorläufigen Abschluss zu bringen. Im Sinne der hier niedergelegten Resultate werden die Untersuchungen noch weiter fortgesetzt und vertieft. Das für unsere Beobachtungen hauptsächlich in Betracht fallende Gebiet ist der Hochgebirgskamm der Bietschhornkette zwischen Lonza und Rhone.

Die Fortschritte, welche die Geologie und besonders die Petrographie in den letzten Jahren gemacht haben, ermöglichen es uns, heute mit ganz andern Gesichtspunkten an die Fragen heranzutreten, welche die mächtigen Komplexe kristalliner Schiefer unserer Gegend an die Wissenschaft stellen, als dies noch E. v. Fellenberg²⁾ möglich war. Seine Arbeiten, dem damaligen Stande der Wissen-

¹⁾ Sämtliche geographischen Angaben sind dem topogr. Atlas der Schweiz entnommen.

²⁾ Beiträge zur Geolog. Karte der Schweiz, Liefgr. 21. 1892.

schaft entsprechend, erschöpften sich hauptsächlich im Sammeln von Beobachtungen und Tatsachen; sie konnten die genetischen Verhältnisse der einzelnen Gesteinszonen nicht in der Weise berücksichtigen, wie wir dies heute tun. Jedoch bilden die gründlichen Arbeiten Fellenbergs, die das Ergebnis von jahrzehntelangen Hochgebirgsbegehungen darstellen und reich an sorgfältigen Beobachtungen sind, heute noch eine wertvolle Unterlage. Einen Schritt vorwärts in der Auffassung unseres Gebietes bedeutete die kleine Schrift von A. Baltzer.¹⁾ «Die granitischen Intrusivmassen des Aarmassivs». Als dann im Jahre 1912 E. Truninger²⁾ am Gasternmassiv eine ungeahnte und deutlich entwickelte Kontaktmetamorphose nachzuweisen vermochte, da lag es nahe, den zentralen Aaregranit (Protogin) auf ähnliche Erscheinungen hin zu untersuchen. Diese Arbeit wurde vom Verfasser auf Veranlassung seines Lehrers, Herrn Prof. Dr. E. Hugi, unternommen. Einerseits fügen sich die bis jetzt gezeigten Resultate lückenlos in die Gesamtauffassung ein, die E. Hugi³⁾ kürzlich über die wichtigsten schweizerischen Granitmassive mitgeteilt hat. Andrerseits decken sich die Ergebnisse aber auch vollkommen mit den in den letzten Jahren hervorgetretenen Auffassungen über magmatische Vorgänge, besonders hinsichtlich der leichtflüchtigen Komponenten und ihrer Wirkungen auf das Nebengestein. Wir können heute feststellen, dass der mächtige kristalline Schieferkomplex in seiner petrographischen Beschaffenheit zum allergrössten Teile das Produkt der kontaktmetamorphen Einwirkung darstellt, die vom eindrückenden «Protogin», dem zentralen Bietschhorngranit, ausging.

Der Bietschhorngranit.

Infolge der konkordanten Lagerung zwischen Granit und Schiefer und der meist ausgesprochen gleichgerichteten Schieferung beider Gesteinskomplexe ist früher die Ausdehnung des Granites nicht richtig erkannt worden. Sie ist meist grösser als sie bis jetzt angegeben wurde:

Der Granit tritt im Westen zuerst in der Basis des Mellich-

¹⁾ N. Jahrb. für Min. Geol., Beil. Bd. XVI. 1903.

²⁾ Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Bern 1911 und Eclogae geol. Vol. XI. No. 4.

³⁾ Eclogae geol. Vol. XV. No. 4.

hornes im Ijollital etwa 200 m breit auf, erreicht dort etwas weiter östlich bei Kühmattboden schon 1,5 km Breite, keilt aber nach oben rasch aus, so dass er am Eggenhorn kaum 500 m Mächtigkeit besitzt. Die Südgrenze verläuft von hier gegen «Nasse Pletschen» ins Bietschtal hinunter, um von da in schwach geneigter Linie sich zum Dubihorn hinaufzuschwingen und nach dem Baltschiedertal wieder abzusteigen, das sie bei P. 1793 erreicht. Dort lehnt sie sich scharf an die nördlich davon steil aufragenden Felsen des Stockhernes, verbindet also P. 1843 annähernd mit P. 2447, und erreicht in derselben Richtung fortsetzend, die Gredetschlücke. Die mächtigen Erhebungen des Tieregghornes 3086 und des Stockhernes 3229 bestehen also ebenfalls aus Bietschhorngranit. Von der Gredetschlücke fällt die Granitgrenze steil nach den Felsen von «Auf den Gändern» des Gredetschtales hinab und zieht sich hernach in den Einschnitt bei P. 3533 südlich des Gross-Nesthorn hinauf.

Die Nordgrenze ist infolge teilweiser dauernder Schnee- und Eisbedeckung ungleich schlechter aufgeschlossen. Oestlich des Eggenhorns 3095 kommt sie erst wieder genau auf dem Gipfel des Klein-Nesthorn 3348 zum Vorschein, der ausserdem eine äusserst interessante Kontaktstelle mit den Schiefern darstellt. Noch weiter im Osten bestehen nur die Gipfel des Elwerrücks, des Breitlauihorns 3663, des Breithorns 3783 und der Lonzahörner aus Granit, während die Schiefer in scharfer Linie in einer durchschnittlichen Höhe von 3200—3300 m auf der nach dem Lötschentale abstürzenden Gratseite einsetzen. In der Nähe des Beichpasses bei P. 3153 setzt die Grenzlinie wieder auf die südliche Kammseite über und erscheint erst am Schienhorn 3807 nochmals auf der Nordseite des Bietschhornkamms.

Nun ist aber bis jetzt ein zweites Bietschhorngranitvorkommen gänzlich unbeachtet geblieben, das genau dieselben mineralogischen, strukturellen und geologischen Verhältnisse aufweist, wie der Hauptzug. Es handelt sich hier um einen kleinen südlichen Nebenstock, der im Gredetschtale bei P. 1969 ansteht und die untern Partien des Fäschhorns einnimmt. Weiter westlich im Gebiet der Galkikumme ist gar nichts davon aufgeschlossen. Dagegen baut dieser Granit den ganzen südlichen Teil des Gisighornes 3182 bis zum südlich gelegenen Grateinschnitt bei 2762 auf. Der Granitstock wird weiter ostwärts im Süden durch eine Linie begrenzt, die über P. 2310, südlich P. 2939 und südlich P. 2901 vorbeiführt. Im Norden

verläuft die Grenze vom Hohstock 3175 über die Felsen von Unterbächen in 3000 Meter Höhe zum Gisighorngipfel. Derselbe Granit setzt ostwärts über den Ober Aletschgletscher fort und baut die Fusshörner und das Rothorn auf. Zwischen diesem südlichen Nebenerguss und seinem Stammkörper schaltet sich eine Serie kristalliner Schiefer ein, welche die Gipfel des Strahlhorns 3214, des Grubhorns 3206 und des Unterbächhorns 3517, mit seinen nach 3 Seiten auslaufenden Gräten zusammensetzen.

Abgesehen von vereinzelten, höchstens 30 cm langen basischen Putzen (glimmerreiche Ausscheidungsprodukte) bei «Jägitierweidli» und bei «In der Trift» sind im ganzen Eruptivkörper wenig oder fast keine Abweichungen vom normalen, ziemlich sauren, mittel- bis grobkörnigen Granit festzustellen. Im allgemeinen zeigt der Rand aplitische Fazies.

Mikroskopisch verteilt sich der Feldspatgehalt etwa zu gleichen Teilen auf Orthoklas und Plagioklas. Der Plagioklas zeigt mit wenigen Ausnahmen fast vollkommen idiomorphe, seltener hypidiomorphe Umgrenzung und schliesst stets mehr oder weniger zahlreiche Serizitschüppchen und in geringer Anzahl auch Zoisitkörnchen ein. Er ist fast stets Albit, seltener Albit-Oligoklas; basischer war der Feldspat nirgends. Sehr oft stellt man in den serizitierten Albiten einschlusffreie Ränder fest, und zwar in der Regel dann, wenn der betreffende Albit an Orthoklas grenzt oder von ihm umwachsen ist. Diese Erscheinung ist in noch viel ausgesprochener Weise in den orthoklas- und albitführenden kristallinen Schiefern zu finden. Die Serizit- und Zoisitführung des Plagioklases fasse ich als eine während des Erstarrungsvorganges sich abspielende Entmischung auf. (Weinschenk's Piëzokristallisation). Eine nachträgliche Serizitisierung, die auf dynamometamorphem oder ausschliesslich auf postvulkanischem Wege vor sich gegangen wäre, ist bei den vorliegenden Strukturverhältnissen völlig ausgeschlossen. Bei letzterer Entstehungsweise müssten auch die randlichen Partien der in den Orthoklasen eingeschlossenen Albitindividuen mit serizitiert worden sein. Zersetzung eines basischen Plagioklaskernes ist ebenfalls ausgeschlossen, da Andeutungen eines zonaren Plagioklasbaues vollständig fehlen. Der einschlusffreie Rand und die seriziterfüllten Kernpartien löschen mit ihren enggescharten Albitlamellen einheitlich aus; auch besteht zwischen Rand und Kern nicht der geringste Lichtbrechungsunterschied. Zudem finden sich im mikrolithenfreien Saum dieselben Flüssigkeits- und

Gaseinschlüsse vor wie im übrigen Teil des Plagioklasindividuums. Nachdem die Auskristallisation des Plagioklases, die unter Entmischung zum Albitmolekül einerseits und zu Serizit- und Zoisitmolekülen andererseits führte, nahezu ihr Ende erreicht hatte, setzte die Ausscheidung der Orthoklassubstanz ein, deren Lösungsmasse offenbar auf die randlichen Teile des entmischten Plagioklases einzuwirken vermochte. Es wurde dort nicht nur der Kaligehalt aus den randlichen Seriziten herausgelöst, sondern sehr wahrscheinlich auch Teile des Albitmoleküles selbst. Das beweisen die in den Orthoklasen eingeschlossenen korrodierten Albite. Auch diese Erscheinung tritt in den entsprechenden Gesteinen der Schieferhülle besonders deutlich zu Tage. Bemerkenswert ist ferner die reichliche Durchwachsung der Orthoklase mit Albitsubstanz in perthitischen Zügen. Allen drei sauren Gemengteilen, dem Plagioklas, dem Orthoklas und dem Quarz sind bedeutende Mengen von Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen eigen.

Es ist also wohl denkbar, dass ein derartig mit Gasen erfülltes Magma, das unter gewissen physikalischen Bedingungen erstarrt, mineralische und strukturelle Abweichungen von normalen Erstarrungsformen zeigen kann. Diese Abweichungen kommen in der stark ausgeprägten Tendenz zur Albitbildung zum Ausdruck, die auch im Schieferkomplex fast durchweg zu verfolgen ist; ferner zeigen sie sich in der gleichzeitig damit entstehenden Serizitbildung, die wahrscheinlich durch das überreichliche Vorhandensein von Wasserdampf begünstigt wurde. Ich konnte in ausseralpinen Graniten nirgends einen so reichen Gehalt an Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen nachweisen, wie er hier vorliegt. Auch die strukturellen Verhältnisse sind in unsren Gesteinen etwas abweichend (herrschender Idiomorphismus der Albite); ferner erweist sich normalerweise die bleibende Restschmelze chemisch nie so aktiv wie es hier der Fall ist. (korrodierte Albite).

Während der Kristallisation des Granitmagaes fanden bedeutende dynamische Einwirkungen statt. Die Albite vor allem sind häufig zerbrochen und geknickt und meist von der umlagernden Orthoklas- und Quarzsubstanz ausgeheilt. In den allerseltesten Fällen darf man nachträgliche Spaltenausfüllungen aus zirkulierenden Lösungen annehmen. Ueberdies führen auch diese Ausfüllungsprodukte dieselben Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse wie die übrigen Granitgemengteile.

Die Kontakterscheinungen.

Infolge von besonderen geologischen Verhältnissen und tektonischen Einflüssen sind eigentliche Eruptivkontaktebildungen nicht häufig und schwer aufzufinden. Dafür sind sie aber an zwei Stellen um so typischer entwickelt.

Die Verhältnisse an Klein-Nesthorngipfel 3348 nördlich des Bietschhorns und diejenigen östlich vom Gisighorn bei Unterbächen setzen uns ausser allen Zweifel, das der Granit aktiv in sein Nebengestein eindrang und Stücke davon losriß. Am Klein-Nesthorn hat der Granit auf 170-200 m Breite das Nebengestein vollkommen aufgespalten und durchtrümert. Dabei wurden die grössern Zwischenräume durch porphyrischen Granit ausgefüllt, während sich in den feinern Spältchen das umgebende Magma sofort aplitisch differenzierte. Sehr häufig lassen diese scharf umgrenzten, bis 1,5 m langen Schollen noch die ursprüngliche zum schiefrigen Nebengestein, von dem sie losgetrennt worden sind, parallele Lagerung erkennen. Ofters zeigen sie sich randlich aufgelöst und stark granitisiert. Die Resorptionseinschlüsse stellen makroskopisch ein äusserst feinkörniges, splittrig brechendes Gestein dar, das mikroskopisch aus Albit, Orthoklas, Mikroklin und Quarz besteht, und das reichlich bräunlichgrünen Glimmer führt. Es handelt sich also um Hornfels, die akzessorisch oft bedeutende Mengen von Apatit und Epidot aufnehmen können. Auf der Nordseite etwa 30 m unterhalb des Gipfels wird der Schollenkontakt plötzlich von injizierten Schiefern abgelöst.

An der Kontaktstelle bei Unterbächen handelt es sich um nur wenige vereinzelte Schollen, die sich aber petrographisch und geologisch ganz ähnlich verhalten. Abweichend ist ihre Form, die höchst wahrscheinlich durch die grössere Viskosität des dortigen Magmas hervorgerufen wurde. Sie sind in plastisch weichem Zustande oft so zusammengelegt worden, dass ihre beiden ursprünglich entgegengesetzt liegenden Enden nebeneinander zu liegen kamen, so dass Gebilde entstanden, die in ihren Umrissen an riesenhafte, zusammengeballte Egel erinnern. Der Granit ist fast bis zu seinem äussersten Rand völlig normal. Erst etwa 20—30 cm von dem auch hier plötzlich einsetzenden Injektionskontakt entfernt ist er in aplitischer Fazies entwickelt; diese entsendet unmittelbar ihre Injektionsadern in die Schiefer. Die hier einsetzenden kristallinen Schiefer gehören dem zwischen den beiden Granitstöcken sich aus-

dehnenden kristallinen Schieferkomplex an. Der genetische Zusammenhang zwischen Granit und Schiefer ist hier tatsächlich ganz einwandfrei festgelegt. Bemerkenswert ist es, dass die in die Schiefer eintretenden Gänge und Adern verhältnismässig sehr schmal sind, und dass das Einsetzen der Schiefer in ganz scharf abgeschnittener Linie erfolgt. Tektonische Einflüsse fehlen hier ganz. Diese Stelle zeigt die geringe endogene Veränderung des Granites und die scheinbar bescheiden einsetzende Injektionskontaktmetamorphose besonders deutlich, welch letztere aber auf gewaltige Entfernung zu wirken vermochte. Dies war vor allem dadurch möglich, dass das offenbar rasch aplitisch erstarrende Granitmagma reiche Mengen von gasförmigen silikatischen Lösungen abzustossen vermochte. Die Anwesenheit dieser letztern gibt sich nicht nur im Mineralbestand der Schiefer deutlich zu erkennen (ständiger Apatitgehalt), sondern dokumentiert sich auch durch die in den Gesteinskomponenten der kristallinen Schiefer zahlreich vorkommenden Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse.

Die Schieferhülle.

Vielleicht hat gerade das Fehlen von « Kontaktmineralien » für die richtige Deutung der Schieferhülle verzögernd gewirkt. Aehnlich verschleiernd und täuschend sind auch die geologischen und tektonischen Verhältnisse, die die Abzweigungen vom Granit in die Schiefer nur äusserst selten erkennen lassen. Die moderne Petrographie vermag uns aber auch im gewöhnlichen Mineralbestand solcher Schiefer, in welchem die eigentlich typischen Kontaktmineralien fehlen, genug Wege zu zeigen, welche die weitgehende Beeinflussung des Nebengesteins durch magmatische Vorgänge darlegen. Allerdings spielt hiebei weniger das in Form feinster Aederchen eindringende Magma des Eruptivgestein selbst eine Rolle, sondern vielmehr sind es die im Anschluss an die Erstarrung des Granitkörpers erfolgenden postvulkanischen Prozesse. Dass diese zum Teil sehr lange anhalten und einander in mannigfacher Weise ablösen können, und dass sie überdies lokal von mannigfachen physikalischen und chemischen Bedingungen abhängig sind, ist schon länger bekannt. Schon aus diesem Grunde muss das der Einwirkung ausgesetzte Material sich äusserst heterogen « gestalten. » Die Schieferhülle zeichnet sich tatsächlich durch einen äusserst wechselnden Charakter aus. Ein weiterer Grund für die Vielge-

staltigkeit der kristallinen Schiefer liegt in der sicherlich nicht gleichförmig beschaffenen ursprünglichen Zusammensetzung des beeinflussten Gesteinsmaterials. Die von den früheren Geologen aufgestellte Zoneneinteilung muss daher viel von ihrer Bedeutung verlieren.

Im Allgemeinen herrschen zunächst am Granitkontakt **Amphibolite** vor. Ihre Erscheinungsform ist eine äusserst vielgestaltige. Die Hornblende ist in sehr vielen Fällen ein Produkt postvulkanischer Umbildung; gar oft hat aber ihre Umwandlung noch viel weiter geführt, nämlich zu Glimmer, Chlorit oder Serizit. In solchen Fällen ist es meist ausgeschlossen, das ursprüngliche Material richtig zu deuten. Sicher gelingt dies dort, wo die Amphibolite in Gängen und Linsen mit echtem Eruptivcharakter auftreten. Leider ist aber meist in solchen Vorkommnissen, die vornehmlich in Glimmergneisen und ähnlichen Gesteinen aufsetzen, die ursprüngliche Struktur vollkommen verschwunden und der primäre Mineralbestand weitgehend verändert. Nicht selten sind stellenweise solche Gangbildungen aufs engste mit dem Nebengestein verschweisst oder treten nur als glimmerreiche Relikte auf. Dies ist vor allem dann der Fall, wenn das Nebengestein von zahlreichen Adern und Aederchen hellen aplitischen Materials durchsetzt wird. Bald geschieht dies in scharf abgegrenzten, geradlinig oder kompliziert gewunden verlaufenden Gängen (Aussehen von «Gekrösesteinen»), bald in einer vollständigen Durchtränkung. Der ursprüngliche Gesteinsbestand ist mit dem neu hinzugeführten, sauren, granitisch-aplitischen Material oft vollkommen verwoben. Diese Erscheinungen zeigen, dass basische Eruptiva in Gängen oder in Stöcken in sedimentäre, meist mergeligtонige Gesteine intrudierten. Dabei bildeten sich als Kontaktmineralien nicht selten Granaten. Später wurden beide Gesteine als ganzes von einem granitischen Magma durchtränkt. So kam es zur Bildung von glimmerreichen, öfters hornblendeführenden Gneisen und Mischgesteinen. Die Veränderung infolge der granitischen Durchtränkung war eine sehr weitgehende. Die braunen Hornblenden wurden in grüne, zum Teil in farblose Varietäten dieses Minerals, oder sogar in Serizit oder Chlorit verwandelt. Bei dieser Granitisierung wirkten besonders in leichtflüchtigen Bestandteilen gelöste Silikate im überkritischen Zustand mit. Dies geht aus dem bedeutenden Apatitgehalt aller dieser Gesteine hervor und wird auch bestätigt durch den ansehnlichen Reichtum an Gas- und Flüssig-

keitseinschlüssen der neu entstandenen Gesteinskörper (Quarz, Feldspat, Apatit, Titanit.) Der Quarz muss als letzte Bildung aufgefasst werden. Er hat in kompliziert ausgebuchteten Formen die bei diesen Prozessen zuerst gebildeten Mineralien angefressen oder ausgebleicht. (Umwandlung der braunen Hornblende in grüne oder in schilfgrüne an Stellen, wo sie an Quarz grenzt.) Unter Umständen kann bei diesen Granitisationsprozessen Hornblendesubstanz von den ursprünglich basischen Gängen aus in das umgebende Medium diffundieren und so Veranlassung zur Bildung hornblendeführender Gneise geben. Nicht nur Stoffzufuhr vom Magma her, sondern Stofftransport und Stoffaustausch kommt bei diesen Durchgängen in Betracht.

Zum grossen Teil muss die grüne Hornblende vieler Amphibolite als Umwandlungsprodukt von Pyroxen angesehen werden, da vereinzelte Kernpartien von grüner Hornblende noch Pyroxen in Spuren erkennen lassen. In diesen Fällen ist der Amphibolit meist als Umwandlungsprodukt basischer Eruptiva anzusehen, auch wenn die geologischen Verbandsverhältnisse nicht unmittelbar dafür sprechen. Die Schwierigkeit der Deutung der geologischen Zusammenhänge liegt allermeist darin, dass alle die petrographisch verschieden ausgebildeten Gesteinszonen und -Bänder in der Streichrichtung sich schiefwinklig kreuzen und so als einzelne linsenförmige Gebilde nebeneinander liegen. Diese geologischen Komplikationen sind höchst wahrscheinlich während der Umbildung der Gesteine selbst entstanden und haben sich durch die später folgenden, rein tektonisch wirkenden Prozesse noch schärfer ausgeprägt. Alle die hier geschilderten Verhältnisse sind an den nördlichen Hängen des Bietschhornkammes an den verschiedensten Stellen zu studieren. (Schafberg, Fuss des Klein-Nesthorn, Birchgletscher, Kühmattwände und andere Stellen).

Ein Gestein, das häufig grössere Ausdehnung gewinnt und vorherrschend hellen granitischen Charakter aufweist, tritt meist in Begleitung von Amphiboliten auf. (Fellenberg's Feldspatamphibolit.) Dunklere Vorkommnisse desselben sehen völlig dioritisch aus. Es bildet Stöcke, die sich häufig als gangartige Bildungen in die Schiefer zerschlagen. Sein Gehalt an dunklen Gemengteilen, die hauptsächlich durch dunkelgrüne Hornblenden dargestellt werden, ist wechselnd. Letztere sind gedrängt-prismatische, bis 1,5 cm lange Individuen. Ferner fallen reichliche Aggregate von gelben Epidotkörnern schon makroskopisch ins Auge. Gar oft beobachtet man

in den hellen granitisch aussehenden Massen gerundete schollenartige Einschlüsse. Mitunter liegen auch typische Eruptivbrekzien von dichten dunklen Amphiboliten in hellem aplitischem Material vor. Die Schollen selbst erscheinen entweder völlig dicht und homogen oder aber durch parallel eingelagerte Aplitäderchen feingeschichtet. U. d. M. sind die idiomorph erscheinenden Hornblenden in der aplitischen Grundmasse stark ausgefasert und zeigen deutliche Siebstruktur. Als Mineralien, welche die Korrosion, Ausfaserung und Ausbleichung der Hornblende veranlassten, welche also später gebildet wurden, erkennt man Albit, Orthoklas, Apatit, Kalkspat und Quarz. Bemerkenswert ist, dass ausser der im landläufigen Sinne für magmatisch angesprochenen sauren silikatischen Mineralien der Kalzit (eventuell auch Magnesit) sich strukturell ganz gleich wie diese verhält und ebenso wie jene Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse führt. Der Kalkspat muss nach seinen strukturellen Eigenschaften und nach seinen sonstigen ganz mit dem der silikatischen Gemengteile übereinstimmenden Verhalten ebenfalls für magmatisch, d. h. für magmatisch-pneumatolytisch angesehen werden. Er tritt mit den nämlichen Merkmalen im Zentralgranit auf und spielt eine ähnliche Rolle in vielen Amphiboliten und gneisigen Gesteinen der Schieferhülle. Die amphibolführenden granitischen Gesteine fasse ich als zum zentralen Granit gehörige Gang- oder Apophysenbildungen auf, die reichlich basische Bestandteile resorbierten, wodurch die Bildung von grüner Hornblende veranlasst wurde. Assimilation von basischen Eruptivgesteinen mag dann vorliegen, wenn die Hornblende noch Pyroxenspuren aufweist, und mit Serpentin und Topfstein vergesellschaftet ist. **Die Serpentin und Topfsteinlager** treten als Linsen von äusserst wechselndem Ausmass auf, jedoch wird die Länge von 20 m nach den bisherigen Beobachtungen kaum überschritten. U. d. M. lassen sie in der Hauptsache nichts weiter als verschiedene Glieder der Chloritgruppe neben etwas Karbonat und schilfigen Hornblenden erkennen; erstere zeigen meist wirrschuppige Lagerung, häufig auch gittrige Struktur. Olivinreste konnten nirgends gefunden werden. Dagegen scheint Antigoritbildung aus serizitierten Hornblenden vorhanden zu sein. Dies steht zwar teilweise im Gegensatz zu den Stubachiten des Gr. Venediger; im übrigen sind aber beide Vorkommnisse insofern analog, als sie oft nach aussen von einem strahlstein- und glimmerreichen Mantel umhüllt sind. Eine derartige Anordnung trifft übrigens für die meisten andern Schweizer Giltsteinvorkommnisse zu. (Vergl.)

Fehlmann: «Der schweizer. Bergbau während des Weltkrieges.») Dieser glimmerreiche Mantel dürfte teilweise den Kontakthof der basischen Eruptivgesteine darstellen, welcher bei der Intrusion in die Sedimente erzeugt wurde. In vielen Fällen dagegen, hauptsächlich dort, wo das Nebengestein granitischen Charakter hat, handelt es sich um den an der Grenze der basischen Eruptiva gebildeten Kontakt, den das später aufdringende Granit-Magma verursachte. Zum Teil war das Aufdringen von Apliten und Pegmatiten und die granitischen Massen, die vom Bietschhorngranit aus gingen, die Ursache der Umbildung der basischen Intrusivgesteine. Zum Teil mag die Umwandlung auch bewirkt worden sein durch die post-vulkanischen pyrohydogenen und hydrothermalen Prozesse, welche im Anschluss an die Aplit- und Pegmatitbildung ausgelöst wurden. Es lassen sich in den Topfsteinlinsen völlig vertalkte Pegmatite mit stellenweise neu gebildeten, gänzlich serizitfreien Albiten nachweisen.

Die aus den übrigen injizierten Schiefern massig herausragenden dichten, splittrigbrechenden Gesteinsmassen mit typisch polyedrischer Klüftung, die man ab und zu am Nordhang der Bietschhornkette antrifft, sind Hornfelse. Sie bestehen vornehmlich aus fein verfilzten Hornblenden, die mit zahlreich eingestreuten Zoisitkörnchen in eine äusserst feinschuppige Serizit-Chloritgrundmasse eingebettet sind. Hier wird man die Hornblende als Umwandlungsprodukt von tonig-sedimentärem Material betrachten müssen. Randlich können diese Gesteinskoplexe injiziert werden, wodurch dieselben gneisartigen Gesteinstypen zustandekommen, wie wir sie als Nebengestein der basischen Gänge schon kennen gelernt haben. Makroskopisch sind es dann im Korn wechselnde, im allgemeinen aber fein- bis mittelkörnige Gesteine, meist etwas parallel struiert, in denen sich mit dem unbewaffneten Auge höchstens Quarz und Glimmer erkennen lassen. Solche Gesteine sind es also in der Regel auch, die den zentralen Granit flankieren, und welche durch die verschiedenen Einlagerungen von Amphibolit, Serpentin, grösseren granitischen Apophysen, Hornfelsen, usw. in ihrem Gesamteindruck mannigfach modifiziert werden.

Mikroskopisch bieten diese Gesteine noch eine Menge Einzelheiten, welche alle den engen Zusammenhang mit magmatischen Vorgängen, die sich bei ihrer Bildung beteiligten, aufs deutlichste darlegen.

Fast alle Gemengteile sind durch Quarz auf die mannigfaltigste

Art korrodiert und angefressen. Bald ist der Quarz in einzelnen körnerartigen, aber mit vielen Ausbuchtungen versehenen Formen vorhanden; dann hat das Gestein den Charakter eines fein- bis mittelkörnigen Hornfelses. Bald aber bilden die Quarze zusammenhängende Züge, die wieder ähnliche Ausbuchtungen in die Nebenmineralien aussenden; dann liegt makroskopisch ein Gestein vor vom Charakter eines Sedimentgneises oder eines injizierten Schiefers. Grundsätzlich besteht zwischen diesen Erscheinungsformen kein Unterschied. Ein nie fehlender, oft bedeutend anwachsender Apatitgehalt kennzeichnet diese Gesteine noch ganz besonders.

Dies sind im Grossen und Ganzen die Verhältnisse, wie sie vor, allem auf der Nordseite des Bietschhornkammes anzutreffen sind, und wie sie sich entlang des zentralen Granites auf mehrere Kilometer Breite ausgebildet vorfinden. Deutlich macht sich aber im Gelände mit der Entfernung von Granit eine Verminderung der granitischen, aplitischen oder pegmatitischen Bestandteile bemerkbar. Im Talgrund des Lötschentales herrschen eher phyllitische Massen oder Kalkglimmerschiefer vor, die jedoch der pegmatitischen und aplitischen Einlagerungen auch nicht völlig entbehren. Unter diesen ist besonders bemerkenswert das Vorkommen von meist grobkörnigen pegmatitartigen Gängen oder Stöcken mit dunklen, graublauen Feldspäten, die bis mehrere Zentimeter gross werden können. Diese Gesteine sind innerhalb der kristallinen Schieferhülle überall anzutreffen. U. d. M. erweist sich der dunkle Feldspat als Orthoklas oder als Mikroklin. Im gewöhnlichen Licht zeigt dieser Feldspat auffällige Trübungen, die man als «Staub» oder als verunreinigende Mikrolithen bezeichnen möchte. Bei 600 bis 700maliger Vergrösserung stellen die Einschlüsse äusserst kompliziert geformte, krümelig geartete Hohlräume dar, die nach ihren stark totalreflektierenden Umgrenzungslinien zu schliessen, entweder Gas- oder Flüssigkeiten enthalten. In der Tat sind in sehr vielen dieser Gebilde Gaslibellen erkennbar. Ähnliche Erscheinungen findet man auch im Orthoklas des Granites selbst, doch bei weitem nicht in dieser bedeutenden Menge. Charakteristisch ist auch, dass diese dermassen mit Gas und Flüssigkeit angefüllten Orthoklase sehr häufig eine schwach ausgebildete Lamellierung zwischen den Albitspindeln aufweisen, die fleckenweise auftreten oder aber über den ganzen Kristall sich verbreiten kann. Sie hat häufig den Charakter der Schachbrettalbite, und erweist sich in vielen Fällen tatsächlich auch als solche. Es besteht also ein Zusammenhang

zwischen der makroskopischen Dunkelfärbung dieser Feldspäte und dem Reichtum an Gas- und Flüssigkeitsein schlüssen. Ferner ist die Feststellung von Bedeutung, dass die Schachbrettalbite mit besonderer Vorliebe in den Pegmatiten der kristallinen Schiefer auftreten. Sie fehlen dem Zentralgranit durchaus, sind aber in der Schieferhülle sehr häufig zu beobachten. Ihre Entstehung ist wohl den bei der Graniterstarrung abgegebenen Dämpfen zuzuschreiben, welche in Begleitung von Na-Zufuhr die bereits gebildeten Orthoklase albitisierten. Diese albitisierten, völlig serizitfreien Orthoklase (= Schachbrettalbite) führen alle zahlreiche und grosse Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse.

Auf der Südseite des Bietschhornkammes liegen die petrographischen und geologischen Verhältnisse ganz ähnlich. Sie sind vielleicht nicht so auffällig und nicht so deutlich, weil in unmittelbarer Nähe des zentralen Granites in seinem Schiefermantel ein anderer Granit sich eingefüttert hat. Dieser gewinnt seine Hauptausdehnung im Gebiet des Wiwannihorns, wo er auch am typischsten entwickelt ist. Es sei deshalb für dieses Gestein der Name **Wiwannigranit** vorgeschlagen. Makroskopisch ist der Unterschied gegenüber dem Bietschhorngranit ein grosser, mikroskopisch ähneln sich die beiden in ihrem Mineralbestand ausserordentlich. Der Wiwannigranit geht durch reichliche Resorption von tonig-glimmerigem Material in ausgedehnte Gneisareale über. Die Uebergänge vollziehen sich bald ganz allmählich, bald plötzlich. Der Wiwannigranit ist älter als der Bietschhorngranit. Letzterer durchdringt den Wiwannigranit in der Nähe der gemeinsamen Grenzfläche aufs deutlichste. Der Wiwannigranit ist aber jünger als die basischen Eruptiva, die von diesem intrudiert werden. Den geologischen Verhältnissen nach zu schliessen, muss die Intrusion des Wiwannigranites als enge verknüpft mit dem Empordringen des Bietschhorngranites angesehen werden. Der Wiwannigranit stellte einen Vorläufer der grossen zentralgranitischen Hauptintrusion dar. Meist wurden die schon vom Wiwannigranit beeinflussten Sedimente und basischen Eruptivgesteine als Ganzes in äusserst komplizierten Injektionsformen durch die zentralgranitische Ganggefolgschaft nochmals verändert. Dabei kam es zu komplizierten Injektions-, Diffusions- und Differentiationsvorgängen. Die Erscheinungen erinnern ganz an die in Finnland durch Sederholm bekannt gewordenen anatektischen Formen. Sie sind an den Felsen des Baltschiedergletscherendes vorteilhaft auf-

geschlossen. Auch die auf der Südseite des zentralen Granites auftretenden kristallinen und injizierten Gesteinsmassen zeigen eine ausgeprägte Apatitdurchsetzung.

Auf der Südseite des zentralen Aaregranites finden wir ausserdem grössere Quarzporphyrgüsse. Sie durchsetzen an der Grenze gegen den Bietschorngranit den Wiwannigranit und seine mit ihm in Beziehung stehenden Gneise. In ihren äussersten Teilen gehen sie in aplitische-quarzreiche Differentiationsprodukte über; gegen den Magmaherd zu sind sie granitporphyrisch bis granitisch entwickelt. Die äusserste aplitische Fazies zeichnet sich im Baltschiedertal am Rotlauihorn durch reichlich eingesprengten Molybdänglanz aus. Die Bildung dieses Minerals stellt hier eine ganz charakteristische Begleiterscheinung der äussersten Ausläufer der zentralgranitischen Intrusion dar. Molybdänglanz findet sich noch vielerorts in unserem Gebiet vor, aber stets in viel spärlicherer Ausbreitung und stets zu aller äusserst am Granitkontakt. Am interessantesten ist aber das Baltschiedervorkommen, das den bemerkenswerten Unterschied zwischen der metallreichen, aplitisch-quarzitischen Gangfazies in den äussersten Partien und den fast molybdänfreien quarzporphyrisch-granitporphyrischen Ergüssen, welche dem Eruptionsherde näher liegen, besonders instruktiv beleuchtet. Die metallhaltigen Sublimationen entsprechen den dampfförmigen Phasen, die in die entferntesten, feinsten Spältchen und Ritzen einzudringen vermochten, während die tiefer unten zur Erstarrung gelangten metallfreien Porphyre die eigentlichen magmatischen Lösungsrückstände darstellen. Dieses Vorkommen bietet also nicht nur erzlagerstättenkundliches Interesse, sondern liefert einen prächtigen Beleg für magmatische Differentiations- und Destillationsvorgänge.

Tektonische und geologische Verhältnisse.

Der Zusammenhang der hier entwickelten Injektions- und Kontakterscheinungen wird zunächst im Gelände infolge der tektonischen Verhältnisse nicht so klar vor Augen treten. An der südlichen Granitschiefer-Grenze suchen wir überall vergeblich nach eruptiven Ausstülpungen und vom Granit direkt in die Schiefer abzweigenden Apophysen.

Allermeist beobachten wir an der südlichen Granitschiefer-Grenze bedeutende tektonische Einwirkungen. Die Grenze verläuft

häufig in Rinnen, die von zerriebenem Gesteinsmaterial erfüllt sind. An solchen Stellen zeigt sich gewöhnlich eine bedeutende Materialverschiedenheit der beiden Gesteinskomplexe. Da wo glimmerreiche Schiefer an den Granit angrenzen, ist der primäre Eruptivkontakt meist gelöst. Das glimmerreiche Material bildete eine Art Schmiermittel für die von Süden her wirkende Gebirgsbewegung, so dass die an den Granit anstossenden Schieferkomplexe am Granit hinaufgeschoben wurden. Solche Kontaktstellen sind im Gelände als äusserst scharfe Linien mit sehr auffälligem Gesteinswechsel deutlich sichtbar. Derartig beschaffen ist die Granitschiefergrenze südlich des Gisighornes und des Hohstockes, ferner südlich des Dubihorn auf der Baltschiedertalseite sowohl wie nach dem Bietschtal. Desgleichen verhält es sich südlich des Eggenthal, wo die ganze Schiefermasse des Praghorns über die nach Süden in die Tiefe immer flacher verlaufende Granitschiefergrenze hinweggeschoben ist. Noch auffallender erscheint weiter westlich der Gipfel des Mellichhornes in liegenden Falten nach Norden verschoben.

Da wo das Material der beiden Gesteinskomplexe homogener war, hat sich der von Süden wirkende Druck mit viel grösserer Wucht auf die äussersten Partien des zentralen Granitklotzes übertragen. So wurde im Bietschtal bei «Bietschjägi» der dort hauptsächlich mit Wiannigranit in Kontakt stehende Bietschhornganit zu einer 2 m mächtigen Reibungsbrekzie zertrümmert. Im Bereich des Baltschiedertales südlich des Stockhorns, wo noch in einiger Entfernung vom Kontakt mächtige Granitgänge in den kristallinen Schiefern stecken, kam es am Kontakt bloss zu einigen lokalen Verruschelungen und Verschuppungen.

Im Gegensatz zu diesen tektonisch stark beeinflussten Kontaktgrenzen auf der Südseite der Granitstücke sind sie auf der Nordseite meist noch im primären Eruptivverbande mit der Schieferhülle verschweisst. Die Nordseite des Gisighorn-Hohstockgranites ist wohl der beste Beweis dafür. In lobenlinienartiger Sutur lässt sich die Granitschiefergrenze vom Gisighorn steil ins Gredetschtal hinab verfolgen. Entlang dieser gewunden verlaufenden Linie fütterte sich der Granit in die Schiefer ein und ent sandte von da mächtige Apophysen in dieselben. Die Intrusionen lassen sich nördlich bis zur Lücke 3533 südlich des Gross-Nesthorn verfolgen, wo der südliche Kontakt des Hauptstockes einsetzt.

Der Granitkontakt an der Basis des Fäschhhorns ist ebenfalls

noch grösstenteils ungestört. Es lässt sich dort deutlich beobachten, wie der tief unten in der Wand des Fäschhorns und des Ellendgrates sitzende Granit sich nach oben in mächtige Granit- und Aplitgänge in die Schiefer hinein zerschlägt.

Am Klein-Nesthorn zeigt der Granitkontakt ebenfalls noch seinen ursprünglichen Zusammenhang.

Die Tatsache, dass der zentrale Granit meistens völlig konkordant zwischen die stets SE fallenden, NE-SW streichenden und im selben Sinne geschieerten Komplexe kristalliner Schiefer gelagert ist und äusserst selten durchgreifende Lagerung oder unmittelbar die Schiefer durchbrechende Apophysen aufweist, kann dadurch erklärt werden, dass das granitische Magma bei der Intrusion ein schon aufgerichtetes Gebirge vorfand. Der Granit intrudierte entlang der vorhandenen Klüfte und Schichtfugen unter einem von Süden nach Norden mächtig wirkenden Drucke. Die gewaltigen Druckeinflüsse während der Erstarrung des Granites sowohl wie auch während seiner Aplit- und Pegmatitintrusionen in die Schiefer werden mikroskopisch aufs deutlichste belegt. Dass nicht die tertiäre Alpenfaltung allein den heutigen fast völlig gleichsinnig verlaufenden Bau des ganzen Gebirgskomplexes aufgerichtet hat, geht daraus hervor, dass die auf der Südseite des Gebirges durch die junge Alpenfaltung zusammengelegten Sedimentfalten (Trias bis Jura) diskordant auf dem steil SE fallenden Kristallinen liegen. Die Gebirgsbewegung im Tertiär vermochte aber an den durch die Granitinvasion so prägnant vorgezeichneten Grenzlinien um so radikaler zu wirken. Die Kontakte wurden auf der Südseite meist auseinandergerissen und verschoben, im Norden, wo sie gleichsam im «Druckschatten» lagen, blieben sie erhalten.

Faltungen und Ueberschiebungen spielen im kristallinen Teil des Aarmassivs sicherlich eine grössere Rolle, als bis jetzt angenommen wurde. Die Faltenbildung aber wirkte sich im kristallinen gewiss anders aus als im sedimentären Material. Tatsächlich konnte ich im Kristallinen häufig Falten feststellen, deren beide Schenkel am Knie spitzwinklig aneinanderstossen und aneinander verschoben sind. Bei der Faltenbildung im kristallinen Material kam es wahrscheinlich jeweils, ehe sie beendet war, an der Faltenumbiegung zum Bruch, sodass die weiter wirkenden Kräfte an dieser Stelle eine Verschiebung und Verruschung bewirkten. Dabei gelangten die beiden anfänglich diskordant gestellten Schenkel wieder annähernd in parallele Lagerung. Auf solche Weise erklärt

sich auch zum grossen Teil wenigstens das einheitliche SE Fallen, das sämtliche Gesteinskörper des Gebirges aufweisen; ebenso kann die herrschende Schuppen- und Ruschelstruktur damit in Beziehung stehen, die speziell an den NS-verlaufenden scharfen Gebirgsgräten besonders zum Ausdruck kommt.

Die tektonischen Momente vor allem erschweren vorläufig noch eine genaue Abgrenzung der verschiedenen Massivteile im westlichen Aarmassiv. Ist schon das tiefeingeschnittene Lötschental, zwischen dem zentralen Granitstock und dem Gasternganit liegend, in seiner topographischen Ausgestaltung an und für sich verführerisch, hier die Grenze zwischen den beiden Massiven zu ziehen, so stützen wohl auch weitere Tatsachen diese Meinung. Andererseits aber erscheint es zweifellos, dass grosse Komplexe des Schiefergebietes nördlich des prägnanten Taleinschnittes noch dem Schiefermantel des Protogins zugehören. Ueberall, wo an der Basis des Lötschentales oder an den untersten Teilen der beiderseitigen Talhänge anstehendes Gestein zutage tritt, zeigen sich die Spuren intensivster mechanischer Beeinflussung. Die Gesteine sind meist vollständig zerquetscht. Nicht selten sind mannigfache Faltungserscheinungen, besonders in den untersten Teilen der vom Petersgrat ausmündenden Bachtobel zu beobachten. Ob es sich dabei um herzynische oder um tertiäre Faltungen handelt, ist bis jetzt noch nicht entschieden. Die weiter im Norden folgenden Zonen, die etwa die mittleren Partien des nördlichen Hanges im Lötschental einnehmen (Hockenalp-Weritzalp-Tellialp-Blühenden), zeigen wieder das konstante SE Fallen wie im übrigen Gebirgsteil. Die nordwärts folgenden Felsmassen von Stierstutz-Kummenalp, vom Arbenknubel, Spalihorn, Stühlihorn, Tennbachhorn dagegen ruhen diskordant auf Muskovitgneisen, die häufig an der Auflagerungsebene nach Norden geschleppt sind, oft aber an der Ueberschiebungslinie mit Harnischbildung scharf abgeschnitten erscheinen. Die überschobenen Felsmassen sind ganz schwach nach Süden geneigte injizierte Amphibolite. Vermutlich lassen sich die Ueberschiebungen noch weiter ostwärts ins Gebiet von Grosshorn, Ahnengrat und Kranzberg verfolgen. Vom Berner mineralogisch-geologischen Institut aus ist durch Hrn. R. Wyss die weitere Bearbeitung der äusserst prägnant hervortretenden tektonischen und petrographischen Verhältnisse östlich des Lötschentals bereits begonnen worden. Die Muskovitgneise scheinen nördlich und südlich des unter den Gipfeln des Petersgrates (Breithorn - Tschingelhorn - Birghorn - Sackhorn - Hockenhorn)

durchziehenden und ins Lötschental hinabtauchenden «Kalkkeiles» dieselben zu sein. Sie dehnen sich bis in den Talboden der Lonza aus. Am Telli- und am Tennbachgletscher und südlich des Hockenhorns konnte festgestellt werden, dass die Muskovitgneise in eine Resorptionszone des Gasternganites allmählich übergehen und sukzessive vom aplitischen oder porphyrischen, seltener auch vom völlig normalen Gasternganit abgelöst werden. Zwischen Petersgrat und Hockenhorn findet sich also eine vom Gasternganit metamorphosierte Schieferhülle vor, die weiter im Westen zu fehlen scheint. Herr Prof. Hugi teilte mir gütigst mit, dass die unter dem Lötschenpass vorgetriebenen Tunnelarbeiten dagegen unmittelbar nach der Durchfahrtung des Sedimentkeiles den Gasternganit, resp. seine quarzporphyrische Randfazies anschürften. Bemerkenswert ist fernerhin, dass am Telligletscher nördlich des Sedimentkeiles karbonische Linsen angetroffen wurden, die von den eruptiven Bestandteilen der Gneise intrudiert erscheinen. Aehnlich sind die Verhältnisse nördlich der Sattlegi am Golenbach. Genetisch haben die beiden Vorkommnisse grosse Aehnlichkeit mit dem Vorkommen von Goltschenried. Sie sind bloss nicht so anthrazitreich. Aehnlich sind die Verhältnisse nordöstlich Blatten bei Blühenden und nördlich Blatten. Alle diese Bildungen zeigen völlige Uebereinstimmung mit kontaktmetamorphen Karbonablagerungen des östlichen Aarmassivs.

Diese Tatsachen, die noch keine Vollständigkeit beanspruchen, lassen es immerhin für möglich erscheinen, dass die kontaktmetamorphe Schieferhülle des Gasternganites bis nahe an die Lonza reicht und dass sie grossen Teils kontaktmetamorphes Karbon darstellt. Die überschobenen Amphibolitmassen, die aus basischen Eruptivgesteinen hervorgegangen sind, gehören höchst wahrscheinlich zur Kontaktthüllle des Bietschhorngranites südlich der Lonza. Sie sind allem Anschein nach als massive Komplexe aus der stark gestörten Schieferhülle der Bietschhornkette herausgequetscht und nach Norden über die Muskovitgneise geschoben worden. Im Gebiet des Bietschhorngranites selbst fehlen derartige Muskovitgesteine völlig.

Bis jetzt steht also bloss die Tatsache fest, dass der Gasternganit karbonische Sedimente metamorphosierte; ob diese der nördlichen Zone des Wendenjochs, oder aber ob sie der südlichen, die am Bristenstäfeli auftritt, angehören, ist noch nicht entschieden. Auf jeden Fall muss aber festgehalten werden, dass südlich der

Lonza am ganzen nördlichen Hang der Bietschhornkette in den Glimmergneisen der kontaktmetamorphen Schieferhülle des Aaregranites ganz ähnliche Karbonvorkommen auftreten. Es kann angenommen werden, dass sich unter Umständen die beiden Zonen von Osten her hier vereinigen. Schon vor der Bietschhorngranitintrusion kann hier im Gebiet des Lötschentales eine weit ausgedehnte Karbonsynklinale bestanden haben.

Auf der Südseite des Bietschhornkammes finden sich unmittelbar unter den Sedimenten konglomeratähnliche Gesteine, die in die kristalline Unterlage übergehen. (Krutigrück, Bietschtal.) Sie stellen höchstwahrscheinlich ein Aufbereitungsprodukt der kristallinen Unterlage dar. Die konglomeratisch-brekziösen Bestandteile sind dem Wiwannigranit ähnlich.

Die Hauptresultate der bisherigen Untersuchungen mögen kurz in folgende Sätze zusammengefasst werden:

1. Der Bietschhorngranit stellt das Westende und damit auch das sauerste Differentiationsprodukt des von E nach W immer saurer werdenden zentralen Aaregranitstockes dar. Als solches erstarnte er aus einem mit flüchtigen Bestandteilen reichlich gesättigten Magma. Alle seine sauren Gemengteile sowie diejenigen seiner post-vulkanischen Bildungen sind vollständig von Gas- und Flüssigkeiteinschlüssen durchsetzt. Die Struktur ist nicht normalgranitisch. Das restierende SiO_2 -reiche Magma erweist sich als ausserordentlich reaktionsfähig. Die Plagioklase des Granites sowohl, als auch diejenigen der metamorphen Schieferhülle sind ausschliesslich Albit. Der Granit und die Schiefer erweisen sich als piëzokristallin.

2. Die direkten kontaktmetamorphen Einwirkungen werden durch Parallelinjektionen von Granit, Aplit und Pegmatit weit ins Nebengestein hinausgetragen. Seltener fand Losbrechen und Auflösung des Nebengesteins statt. Endogene Metamorphose fehlt fast völlig.

3. Während und nach der Erstarrung des Granites vollzog sich infolge der enormen Gas- und Dampfabgabe eine intensiv wie extensiv gleich stark wirkende pneumatolytische Metamorphose im umgebenden Nebengestein. Sedimente, in die schon basische Eruptriva eingedrungen waren, wurden mit diesen zusammen zu mannigfachen Gneisen umgewandelt. Eine beträchtliche Vermischung der ursprünglich heterogenen Gesteinsmassen war infolge reicher Zu- fuhr von sauren silikatischen Bestandteilen möglich. Dabei fanden weitgehende Diffusions- und Differentiationserscheinungen statt. Die

postvulkanische Tätigkeit war eine lang andauernde und erzeugte kompliziert verlaufende Umsetzungen besonders in den melanokraten Bestandteilen der basischen Eruptivgesteine, deren ursprüngliche Struktur und Mineralbestand völlig zerstört wurde.

4. Die strukturellen Verhältnisse des Granites und besonders diejenigen der kristallinen Schiefer schliessen eine Entstehung des bedeutenden Serizitgehaltes durch Vorgänge, die unabhängig von magmatischer Einwirkung verlaufen, grösstenteils aus; der Serizitgehalt der Plagioklase muss in solchen Fällen als primäre Entmischungserscheinung aufgefasst werden.

5. Der Granit intrudierte einen schon aufgerichteten, vornehmlich parallel geschichteten, Gesteinskomplex. Die tertiäre Faltung vermochte die südlichen Kontakte des nach Osten sich gabelnden zentralen Granitstockes daher leicht zu lösen. Im Norden blieb der Kontakt im Grossen und Ganzen in seinem ursprünglichen Zusammenhang erhalten.

6. Das Schiefergebiet des Lötschentales erlitt als Karbonsynklinale vermutlich zwei Kontaktmetamorphosen; eine im Norden durch den Gasterngranit, dessen primäre Schieferhülle nördlich und südlich des Kalkkeiles teilweise erhalten ist, und eine im Süden durch den Bietschhornganit.

7. Die ursprünglichen Massivgrenzen sind durch die tertiäre Alpenfaltung verwischt worden. Dabei wurden höchstwahrscheinlich Teile der zentralgranitischen Schieferhülle auf das Gasternmassiv hinaufgeschoben.

**Mineralogisch-geologisches Institut der
Universität Bern; August 1920.**

Eingegangen am 23. Oktober 1920.