Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Bern
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Bern
Band: - (1911)

Artikel: Geologisch-petrographische Studien am Gasterenmassiv
Autor: Truninger, Ernst
Kapitel: C: Petrographische Beschreibung der Gesteine der Kontaktzone
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-319218

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: 11.12.2025

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

sammenhang dieser Kontaktgebiete auch aus dem Verlauf ihrer Streichrichtung, die als eine gerade Linie vom Kanderfirnabsturz, dem Rande der nördlichen Gneiszone entlang, über den Zäsenberg, die Stieregg gegen das Gstellihorn (Laucherlialp) nach der äussern Urweid bis gegen die Wendenalp und den Sustenpass sich hinzieht.

Gestützt auf diese Tatsachen darf trotz dem Fehlen eines sichtbaren direkten Zusammenhanges von nördlichem Gneis und Gasterengranit mit grösster Wahrscheinlichkeit auf eine einheitliche Entstehung beider Tiefengesteinsmassive geschlossen werden. Damit in Übereinstimmung stehen auch, wie bereits früher (S. 25) erwähnt, die Beobachtungen auf der Südseite des Massivs, wo ebenfalls die Resultate der petrographischen Untersuchung auf einen Zusammenhang von nördlichem Gneis und Gasterengranit hinweisen. Dadurch bestätigt sich auch die längst geäusserte Vermutung *Baltzers*,[1]) der den Granit der nördlichen Gneiszone (Innertkirchnergranit) hypothetisch als ein Aequivalent des Gasterengranites aufgefasst hatte.

C. Petrographische Beschreibung der Gesteine der Kontaktzone.

I. Die granitischen Gesteine der Kontaktzone.

(Randfacies des Gasterengranites.)

Die im grossen und ganzen stoffliche Einförmigkeit des Gasterengranites macht im Gebiete der Kontaktzone einem verhältnismässig raschen Wechsel Platz. Auf eine Distanz von ca. 500 m folgen sich der Reihe nach alle Übergangsglieder vom normalen Granit bis zu einem quarzfreien Glimmerdiorit. Es liegt nahe, eine Erklärung für diesen Wechsel der stofflichen Zusammensetzung des Granites in der Resorption von basischen Sediment- und Schieferschollen zu suchen. Mit einer solchen Auffassung stimmen die tatsächlichen Beobachtungen nur teilweise überein. In der Assimilationszone, in der gerade die Kalkschollen und die zahlreichen Pegmatit- und Aplitgänge

[1]) Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Palaeont. Beilageb. XVI. 1903. S. 323. Compte rendu, IX. intern. geol. Congress, Wien 1904. S. 456.

sich finden, wo naturgemäss infolge der extremen chemischen Verschiedenheit von Eruptiv- und eingeschlossenem Sedimentgestein die Resorption besonders ausgeprägt zur Geltung kommen sollte, ist ein solcher Einfluss der Sedimente auf den Granit nicht zu beobachten. Eine Aufschmelzung und Assimilation, wie eine solche bei den Schiefereinschlüssen zu konstatieren ist, kann bei den Kalkschollen nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden. Der Granit hat hier allerdings basischeren Charakter angenommen und entspricht seiner mineralischen Zusammensetzung nach einem Granodiorit, behält aber im allgemeinen über die ganze Zone hin bis in unmittelbare Nähe der Kalkeinschlüsse ein gleichförmiges Aussehen bei. Erst weiter gegen die Peripherie hin, im Kontakt mit den quarzreichen Sandsteinen, tritt der Gegensatz gegenüber dem normalen Granit stärker hervor und bilden sich basischere dioritische Gesteine von rasch wechselnder chemischer Zusammensetzung. Es scheint deshalb die Annahme berechtigt, dass in diesem speziellen Falle die Resorption basischen sedimentären Materials nicht der ausschlaggebende Faktor für die magmatischen Spaltungsvorgänge gewesen sein kann, dass vielmehr schon primär ein Gegensatz zwischen dem normalen Granit und seiner Randfacies zur Ausbildung kam.

Die ersten Anzeichen einer Veränderung des Granites machen sich bereits unmittelbar südlich der Überschiebungslinie bemerkbar durch den Eintritt von akzessorischem Pinit in den Mineralbestand.

Pinitführender Granit.

Das Gestein verrät Anklänge an porphyrartige Ausbildung, indem vereinzelte grössere Feldspäte aus dem übrigen Gesteinsverband heraustreten. Zweifellos ist der Pinit durch Pseudomorphose aus Kordierit hervorgegangen, der in den kurzstengeligen Prismen mit den guterhaltenen Krystallflächen noch deutlich zu erkennen ist. Im Dünnschliff zeigt sich denn auch ein Teil des ursprünglichen Kordierits noch erhalten. Er ist nahezu farblos oder schwach gelblich, schwach licht- und doppelbrechend. Die Spaltrisse verlaufen unregelmässig. Pleochroismus und pleochroitische Höfe, zwei häufig als besonders charakteristisch für Kordierit hervorgehobene Merkmale gehen

ihm hier vollständig ab. Die Umwandlung in Pinit erfolgt von den Rändern aus oder dringt auf stumpfendigenden Spaltrissen in die zentralen Teile des Kordieritkrystalls ein. Im gewöhnlichen Lichte heben sich die Pinitstränge durch ihre ölgrüne Farbe deutlich von der Kordieritsubstanz ab. Bei vollendeter Umwandlung besteht das ganze Mineral, im polarisierten Lichte betrachtet, aus einem glimmerartigen, eisblumenähnlichen Aggregat. Stengelige Muskovitschüppchen, die häufig in solchen Pseudomorphosen auftreten, scheinen ebenfalls ein Umwandlungsprodukt des Kordierits zu bedeuten. Eigenartige Gebilde, deren Herkunft nicht festzustellen war, finden sich in Form öltropfenähnlicher, farbloser Globulite, vereinzelt oder in Gruppen vereinigt. Wo zwei solcher kugeliger Gebilde aneinanderstossen, begrenzen sie sich geradlinig, ähnlich wie zwei verwachsene Hefezellen.

Der Charakter der Hauptgemengteile entspricht ihrem Auftreten im gewöhnlichen Gasterengranit und bedarf deshalb keiner besondern Erwähnung. Häufig sind pegmatitische Verwachsungen von Quarz und Feldspat, eine charakteristische Begleiterscheinung der Pinitführung vieler Granite.

Weiter wird dieser Granit durch das Auftreten kleiner, meist wallnussgrosser biotitreicher basischer Ausscheidungen ausgezeichnet, die ganz unregelmässig im Gestein verteilt liegen und diesem stellenweise ein fleckiges Aussehen verleihen.

Die pinitführenden Granite lassen sich nach den Untersuchungen von *E. Hugi*[1]) in der nördlichen Gneiszone weiter verfolgen. Sie erscheinen in etwas abweichender Modifikation am Eingang ins Urbachtal und an der äussern Urweid, in vollständig gleichartiger Ausbildung wiederum an der Wendenalp.

Mit dem Überschreiten der Verwerfungslinie und dem Eintritt in die eigentliche Kontaktzone ändert sich der Charakter des Granites. Vor allem fällt in dem weissen zuckerkörnigen Gestein der hohe Biotitgehalt auf, der schon makroskopisch den basischeren Charakter des Gesteins dokumentiert. Der vorwiegend grobblätterige Magnesiaglimmer erscheint in frischen Bruchstücken

[1]) Vorläufige Mitteilung über Untersuchungen in der nördlichen Gneiszone des zentralen Aarmassivs. Eclog. geol. Helv. IX. Nr. 4. S. 450, und nach mündlicher Mitteilung.

in pechglänzenden Schuppen. Die dunkle Färbung tritt im Dünnschliff als ein tiefes Braunrot hervor, das im polarisierten Lichte (Beobachtung mit einem Nikol) durch starken pleochroitischen Farbenwechsel in ein Hellbraungelb übergehen kann. Im übrigen entspricht der Biotit in seinen Eigenschaften und den Erscheinungen seiner Umbildung und Verwitterung seinem Vorkommen im normalen Gasterengranit.

Unter den Feldspäten herrscht Plagioklas gegenüber Orthoklas weit vor. Leider war in allen Dünnschliffen der Plagioklas so weit zersetzt, dass eine nähere optische Bestimmung nicht ausgeführt werden konnte. Der Gehalt an Orthoklas ist starken Schwankungen unterworfen, indem er mit steigender Basizität rasch abnimmt.

Quarz zeigt das gewöhnliche Aussehen und die Interpositionen, die ihm auch im normalen Granit nie fehlen; er sinkt jedoch in einzelnen Varietäten auf die Stufe eines Nebengemengteils herab.

Zirkon konnte in mehreren ziemlich grossen, rundlichen Körnern nachgewiesen werden. Krystallformen sind nur bei kleineren Individuen anzutreffen.

Apatit tritt überall, aber nirgends häufiger in den mehrfach beschriebenen, unregelmässig begrenzten Körnern, seltener in langnadeligen Prismen auf.

Den soeben beschriebenen Granittypus führt das Auftreten von akzessorischer Hornblende in einen amphibolführenden Granit über.

Amphibolführender Granit (Granodiorit).

Die Hornblende erscheint krystallographisch gut begrenzt in dicktafeligen Prismen ausgebildet, an denen folgende Krystallflächen gut zu bestimmen sind:

∞ P (110); P ∞ (011); oP (001); ∞ P ∞ (010); ∞ P ∞ (100).

Zwillingsbildung nach ∞ P ∞ (100) ist häufig zu konstatieren; oft findet polysynthetische Zwillingsverwachsung nach dem gleichen Gesetze statt. Im gewöhnlichen Lichte treten bei wechselnder Schnittlage und Orientierung pleochroitische Farbenveränderungen von hellgelblichgrün bis grünlichbraun auf (a gelblichgrün, b hellbraun, c grünlichbraun). Verschwommene inten-

siver gefärbte Partien, mehr auf die Krystallmitte beschränkt, geben sich in Querschnitten als eine Art Zonarstruktur zu erkennen. Die Auslöschungsschiefe beträgt c : c = 15°—18°. Die Ausscheidung der Hornblende muss noch vor beendigter Krystallisation des Biotits begonnen haben, wie Einschlüsse von Biotit in Hornblende und umgekehrt von Hornblende in Biotit feststellen lassen. Eingeschlossene oder angrenzende Zirkon- und Orthitkrystalle erzeugen in der Hornblende schmutziggraugrüne, pleochroitische Höfe. Einschlüsse (Ausscheidungen?) von Titanit lassen einen ursprünglichen Titangehalt der Hornblende vermuten.

Einen auffallenden Gemengteil erhält das Gestein in vereinzelten grösseren, dunkelrotbraunen Orthitkrystallen. Der Orthit äussert eine ausgesprochene Tendenz, ältere Ausscheidungen in sich einzuschliessen. Einzig Quarz, der nach ihm zur Ausscheidung gelangte, fehlt unter seinen Einschlüssen. Nach rückwärts greift die Ausscheidungsfolge des Orthits teilweise noch in die des Feldspates hinein, wie ein kleiner Orthitkrystall in einem Feldspat zu beweisen scheint. Die grössern Orthite bekunden durch einen auffallenden Wechsel hellerer und dunklerer Schalen zonaren Aufbau. Die dunkleren Stellen werden von Anhäufungen kleinster, getrübt erscheinender Mikrolithe erfüllt. Diesem schaligen Aufbau ordnen sich teilweise auch die übrigen Einschlüsse unter. So stellen sich lange quergegliederte Apatitnadeln stets parallel den Schalenrändern ein. Der intensive Pleochroismus bewirkt einen Farbenwechsel von gelbbraun zu dunkelrotbraun. In Berührung mit Hornblende ändert sich die Farbe der stärksten Absorption im Orthit von rotbraun zu braun bis violettrötlich, während gleichzeitig, wie bei der Hornblende bereits erwähnt, auch diese an der betreffenden Stelle eine Veränderung ihrer Farbe erfährt. Ein gleiches Verhalten äussert Orthit am Kontakt mit Biotit, wobei die Braunfärbung des Glimmers an der Berührungsstelle in eine grünliche Nüance umschlägt. Der optische Charakter des Orthits ist in allen untersuchten Individuen optisch negativ.

Die chemische Analyse eines Granodiorits mit sehr reichlichem Biotitgehalt ergab folgende Zusammensetzung: (Vom Verfasser analysiert.)

SiO_2	62 59 %
Al_2O_3	17.94
Fe_2O_3 / FeO	3.18
MnO	Spuren
CaO	3.19
MgO	6.62
P_2O_5	0.23
TiO_2	0.42
K_2O	2.38
Na_2O	2.66
Glühverlust	1.52
Wasser (b. 120° C)	0.17
	100.90

	S	A	C	F	a	c	f	n	k	Reihe
Granodiorit . . .	68.61	4.44	6.66	12.11	4.0	5.5	11.5	11.82	1.32	α
Hornblende biotit-diorit Red Mt. Mont.	62.16	5.25	6.07	14.97	4.0	4.5	11.5	6.5	1.08	β
Granodiorit Donnerpass Placer Co, Cal.	65.83	5.31	5.79	11.82	4.5	5.0	10.5	7.0	1.19	β

Wie aus Fig. 9 zu ersehen ist, fällt der berechnete Projektionspunkt des Gesteins in das dioritische Feld des Osann'schen Dreiecks. Die Gesteinsformel entspricht annähernd den beiden Vergleichstypen. Wir hätten darnach, die Osann'sche Klassifizierung zu Grunde gelegt, das Gestein als Diorit zu bezeichnen. Berücksichtigen wir die für die Unterscheidung von Diorit und Granodiorit massgebenden Werte a und k, so entscheidet a (4.0),

$$\left(\begin{array}{ll} \text{für Diorite} & a = 5.0—2.5 \\ \text{für Granodiorite} & a = 4.5—7.0 \end{array}\right)$$

wenn auch nicht so bestimmt, für die Bezeichnung Diorit, während dagegen k (1.32)

$$\left(\begin{array}{ll} \text{für Diorite} & k = 1.17—0.92 \\ \text{für Granodiorite} & k = 1.47—1.18 \end{array}\right)$$

um so entschiedener die Einteilung unter die Granodiorite rechtfertigt.

Weiterhin entwickeln sich aus dem amphibolführenden Granit durch anhaltendes Zurückweichen des Quarz- und Orthoklasgehaltes und zunehmenden Plagioklas in ununterbrochener Folge alle Übergänge bis zum

Quarzglimmerdiorit und Glimmerdiorit.

Beide Gesteinstypen unterscheiden sich nur in der quantitativen Verteilung der einzelnen Gemengteile und sollen deshalb in der folgenden Beschreibung nicht weiter getrennt werden.

Ihre Farbe ist wechselnd zwischen weiss und dunkelgrün. Weiss ist sie vorzugsweise in den frischern Varietäten, dunkelgrün in den stärker zersetzten Partien, in denen ein grüner Plagioklas und ein völlig chloritisierter Biotit die Färbung bedingen.

In überwiegender Menge gelangt ein basischer Plagioklas der Oligoklas-Andesinreihe von idiomorph-dicktafeligem Habitus zur Ausscheidung. Die Plagioklastafeln zeigen sehr häufig eine nach dem Albitgesetz zwillingsgestreifte Basisfläche; ebenso ist das Karlsbadergesetz mit oder ohne Kombination mit dem Albitgesetz vielfach anzutreffen. Zonarstruktur kommt nicht deutlich zum Ausdruck.

Eine starke Rundung der Kanten und Ecken des Feldspates bewirkt in den basischsten Varietäten gabbroähnliche Struktur; gleichzeitig wird die Ausscheidungsfolge der einzelnen Gemengteile eine unscharfe.

Orthoklas ist nur ganz akzessorisch vertreten und umrahmt nicht selten dünnrandig den Plagioklas.

Nächst Plagioklas ist ein dunkler Magnesiaglimmer der hauptsächlichste Bestandteil dieser Gesteine. Entweder bildet er unregelmässig lappige Blätter oder rektanguläre Tafeln, die senkrecht zur Spaltbarkeit geschnitten, den bekannten intensiven Pleochroismus erkennen lassen. Was seine weitern mineralischen Eigenschaften und seine Zersetzungserscheinungen anbetrifft, so kann auf bereits früher Gesagtes verwiesen werden.

Lichtgrüne Blättchen von Hornblende erscheinen zumeist stark chloritisiert und in einzelne Schüppchen aufgelöst. Dem fortgeschrittenen Zersetzungsstadium entspricht ein äusserst schwacher Pleochroismus.

Quarz fehlt beiden Gesteinstypen selten ganz, wenn er auch stets nur eine untergeordnete Rolle spielt. Im Quarzglimmerdiorit ist seine Anwesenheit immerhin schon makroskopisch festzustellen. Die allotriomorphe Umgrenzung kennzeichnet ihn auch in diesen Gesteinen als jüngst ausgeschiedenen Gemengteil. Durch reichliche, staubförmig verteilte Flüssigkeitseinschlüsse wird er stark getrübt.

Als sekundär gebildeter Gemengteil kommt Chlorit in Betracht, der, wie bereits erwähnt, aus Hornblende, dann in noch grösserer Menge aus Biotit hervorgeht. Seine Eigenschaften sind bekannt. Als weitere Umsetzungsprodukte finden sich zahlreiche formlose Körneranhäufungen von Epidot, Titanit und Kalkspat.

Eine eingehendere Einteilung dieser Zone dioritischer Gesteine ist nicht durchzuführen. Grenzen zwischen den einzelnen Varietäten lassen sich der vielen Übergänge und Modifikationen wegen nicht ziehen.

Die Grenze gegen die Kontaktsandsteine im Hangenden ist gleichfalls ganz unscharf und durch gleiche Färbung beider Gesteine noch mehr verwischt.

Die chemischen Analysen, ausgeführt von Herrn cand. phil. *E. Barth,* ergaben folgende Resultate:

	Quarzglimmerdiorit	Glimmerdiorit
SiO_2	64.27 %	59.83
Al_2O_3	16.85	20.14
Fe_2O_3	1.39	2.64
FeO	3.94	4.35
P_2O_5	Spuren	Spuren
TiO_2	0 52 %	0.57 %
MnO	weniger als 0.01 %	weniger als 0.01 %
SO_3	1.31	0.44
CaO	1.43	1.54
MgO	1.64	2.04
K_2O	4.43	4.29
Na_2O	2.06	1.34
H_2O (bei 120° C)	0.17	0.26
Glühverlust	2.84	3.09
	100.85	100.53
Spez. Gew.	2.70	2 82

Anmerkung. TiO_2 und MnO wurden kolorimetrisch bestimmt.

	S	A	C	F	a	c	f	n	k	Reihe
Quarzglimmer-diorit	74.17	5.22	6.04	7.22	5.5	6.5	8.0	4.31	1.45	δ
Banatit Dognacska .	70.47	4.71	6.07	8.02	5.0	6.5	8.5	8.5	1.45	α
Quarzglimmerdiorit Val Moya, Adamello	74.05	5.03	5 35	5.19	6.5	7.0	6.5	7.2	1.39	β
Glimmerdiorit . .	72.41	4.35	8.53	8.36	4.0	8.0	8.0	3.49	1.40	δ
Gabbro Whiteface Mt. NY	59.30	4.87	10.28	10.36	4.0	8.0	8.0	8.7	0.98	α
Gabbro Torfhaus bei Harzburg	60.04	5.76	8.91	12.62	3.5	7.0	9.5	7.6	0.90	α

Beide Gesteinstypen projizieren sich in den IV. Sextanten des Osann'schen Dreieckes, der hauptsächlich von den Dioriten und Gabbros eingenommen wird (siehe Fig. 9).

Beide Gesteine erscheinen mit Tonerde übersättigt, und zwar in einem Betrage, der sich nicht leicht durch eine Zersetzung der Feldspäte oder durch einen hohen Gehalt an farbigen Gemengteilen erklären lässt. Es scheint die Tonerde zu hoch, oder was wahrscheinlicher ist, der Kalk zu niedrig bestimmt worden zu sein.

Die Übereinstimmung mit den angeführten Vergleichstypen ist eine befriedigende. Während aber die Bezeichnung „Quarzglimmerdiorit" auch durch die chemische Klassifikation ihre Bestätigung erhält, gehören die dem Glimmerdiorit beigegebenen Vergleichstypen bereits der Gabbroreihe an. Auch in diesem Falle entscheiden die Werte a und k, wie bei Granodiorit und Diorit für die Zuteilung zum Gabbro einerseits oder Diorit anderseits. Bei den Dioriten liegt der Betrag von a zwischen 5.0 bis 2.5; bei den Gabbro zwischen 4—0.5. Da in unserm Falle a = 4 beträgt, fällt er nicht entscheidend in Betracht. Um so gewichtiger spricht der Kieselsäurefaktor k = 1.40 für die Zugehörigkeit des Gesteins zu den Dioriten, da der betreffende Wert bei den Gabbro im Mittel nicht über 0.91 steigt (einzig bei dem Typus Whiteface k = 0.98), bei den Dioriten dagegen 1.17—0.92 beträgt. Demnach kann unser Glimmerdiorit bereits

als Übergangsglied vom Diorit zum Gabbro bezeichnet werden, dabei allerdings der Familie der Diorite noch etwas näherstehend.

II. Spaltungsgesteine der Kontaktzone.

Aplite.

Das Interesse, das wir den aplitisch-pegmatitischen Ganggesteinen des Gasterengranites entgegenbringen, kann sich nur auf ihre petrographischen Verhältnisse erstrecken, da sie ausnahmslos im Eruptivgestein selbst verlaufen, wo sie keine umwandelnde Tätigkeit zu entfalten imstande waren. Ganz anders dagegen bei den gespaltenen Ganggesteinen der Kontaktzone. Nicht nur, dass wir hier eine viel reichlichere und mannigfaltigere Entwicklung dieser Gesteinstypen vorfinden, entsprechend ihrer Verbreitung in der Peripherie des Massivs, ganz besondere Bedeutung kommt ihnen auch als Träger metamorphisierender Prozesse zu.

Die Mächtigkeit der Aplitgänge ist unbedeutend, beträgt im Mittel 5—10 cm, sofern wir nur die auffälligeren Gangbildungen in Betracht ziehen und von den zahllosen kleineren und kleinsten Aplitäderchen absehen.

Die Aplite zeigen im grossen und ganzen als Hauptgemengteile, wie bei ihrer einförmigen stofflichen Zusammensetzung nicht anders zu erwarten ist, Feldspat und Quarz in wechselndem Mengenverhältnis und vorwiegend panidiomorphkörniger Ausbildung Von den Feldspäten ist sowohl Kalifeldspat (monokliner Orthoklas und trikliner Mikroklin), wie der trikline Kalknatronfeldspat (meist Albit-Albitoligoklas) vertreten; ein bestimmtes Vorherrschen des einen gegenüber dem andern, wie dies oft von Orthoklas gegenüber Plagioklas in der Literatur angeführt wird, kann nicht konstatiert werden

Kleine braunschwarze Biotitblättchen, die seltener von Muskovit begleitet werden, sind in den reinen Apliten nur ganz spärlich vertreten (Biotitaplite). Durch reichlichere Entwicklung des Glimmergehaltes bilden sich bereits Übergänge zu den Ganggraniten, die auch in ihrer strukturellen Ausbildung mehr den eigentlichen Graniten sich nähern und deshalb nicht den Spaltungsgesteinen beigezählt werden sollten.

Neben dem primär vorgebildeten Biotitgehalt ist häufig ein sekundär erworbener nicht zu verkennen. Ganz besonders trifft diese Beobachtung für jene Gänge zu, welche die biotitreichen Schieferschollen durchsetzen und durch teilweise Aufschmelzung des Nebengesteins sich mit dessen Glimmergehalt beladen. Dass in der Tat eine solche substanzielle Beeinflussung des Ganggesteines durch das Nebengestein vor sich geht, kann ebenso gut im Anstehenden, wie an Hand des Dünnschliffs nachgewiesen werden. Häufig vergrössern sich die randlich vom Nebengestein losgelösten und von aplitischem Material umschlossenen Biotitschüppchen, unter gleichzeitiger Vervollkommnung ihrer krystallographischen Begrenzung. Es ist augenscheinlich, dass die Ausbildung des Biotits auf die Resorption tonerde- und magnesiahaltiger Nebengesteinssubstanz zurückzuführen ist und dass im gasreichern aplitischen Magma die Krystallisation des Glimmers unter besonders günstigen Verhältnissen vor sich gehen konnte. Als ein Beweis ihres sekundären Wachstums darf die Tatsache gelten, dass die Biotitblättchen in den randlichen Partien der Aplitgänge kleine Quarz- und Feldspatkörner umschliessen. Doch treffen diese Beobachtungen nicht überall zu, sie scheinen vielmehr an einen gewissen Grad von Basizität des Ganggesteines gebunden zu sein und bleiben meist auf die grössern Gänge beschränkt. Die saurere Gangmitte erscheint gewöhnlich glimmerfrei; der allfällig vorhandene Biotit wird in dieser Zone mehr und mehr chloritisiert unter starker Störung seiner frühern Begrenzungsformen.

Ob dagegen ein Teil des Feldspatgehaltes solcher Aplitintrusionen gleichen Vorgängen seine Entstehung verdankt, kann nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden. Staubartige Häufchen starklichtbrechender Mineralien (Epidotmineralien?), die im Kerne einzelner Feldspäte vorkommen, gehören vielleicht der ursprünglichen Feldspatsubstanz des Aplites an. Der von Einschlüssen frei gebliebene Krystallsaum dagegen wäre als sekundäre Ansatzzone zu betrachten.

An akzessorischen Gemengteilen ist neben Glimmer Turmalin zu nennen, der in vielen Aplitgängen wiederkehrt (Turmalinaplite). Selten erreichen die Turmalinkrystalle eine makroskopisch sichtbare Krystallform; gewöhnlich finden sie sich

als Einzelindividuen gleichmässig eingestreut oder als mehr oder weniger radialstrahlige, von rundlichen Quarzen vielfach durchlöcherte Aggregate, die auf dem lichten Grunde wie Tintenflecken sich ausnehmen. In den meisten Fällen beschränkt sich ihre Verbreitung im Gestein nur auf die zentralern Gangpartien; seltener finden sie sich an den Salbändern.

Wo Aplitgänge die grüngefärbten dioritischen Randpartien durchsetzen, zeigen sie oft einen reichlichen Epidotgehalt, der sich namentlich an den Salbändern anreichert und eine olivgrüne Verfärbung des Gesteins bedingt (Epidotaplite). Sehr schmale, kaum über cm breite Gänge werden dagegen ziemlich gleichmässig von Epidot imprägniert. An beiden Berührungsflächen mit dem Nebengestein ist in der Umgebung des Ganges sowohl der Glimmer- wie der Hornblendegehalt stark reduziert, wohl eine Folge ihrer Umwandlung in Epidot. Im Dünnschliff überwuchern die, trotz ihrer Kleinheit noch intensiv zitronengelb gefärbten Epidotkrystalle förmlich die übrigen Bestandteile des Aplites. Die grössern erscheinen als formlose, etwas längliche Körner, die kleinen, die bis zu mikrolithenartiger Feinheit herabsinken können, zeigen scharfe krystallographische Begrenzung von prismatischem Habitus. Bei schwächerer Vergrösserung ist nach ihrer Anordnung in mehrfach gewundenen Adern und Strängen eine Art Fluidalstruktur erkennbar. Unregelmässig vielfach zackig begrenzte Quarz- und Feldspatkrystalle, die sowohl durch ihre Grösse, wie durch den absoluten Mangel an Epidoteinschlüssen scharf aus der übrigen Gangmasse heraustreten, dürften als losgerissene Bestandteile des Nebengesteins zu deuten sein.

An Stelle des eigentlichen Epidots kann wohl auch teilweise Zoisit treten, der dann in Form langstengliger Prismen erscheint (Epidot-Zoisitaplite).

Hornblende ist ein seltener akzessorischer Gemengteil dieser Aplite, sie fand sich nur ganz vereinzelt vor. Ihre Formentwicklung ist durchwegs eine mangelhafte; bald tritt sie in unregelmässigen Blättern auf oder findet sich in langfaserigen Stengeln. In letzterm Falle zeigen sich die Hornblendenadeln randlich in eine schwächer lichtbrechende, feinfaserige Substanz zersetzt und quer zu ihrer Längsrichtung in einzelne kurze Glieder zerrissen.

Kataklastische Erscheinungen sind nicht an bestimmte Vorkommnisse oder Zonen gebunden, wenn solche auch an Apliten in der Nähe der Störungslinien stärker hervortreten und zur Ausbildung parallel struierter Gänge führen. Trotzdem überrascht bei der mikroskopischen Untersuchung die geringe mechanische Beeinflussung dieser Gesteine. Die Quarze sind wohl stark längsgestreckt, verraten aber kaum oder nur schwache undulöse Auslöschung. Es mag diese Tatsache sich auf eine teilweise Rekrystallisation des Quarzes zurückführen lassen. Häufig werden die Quarzstengel von feinen Querrissen durchsetzt und auf den Längsseiten von dünnen Lagen Sandquarz begleitet. Die Verzahnung der Körner ist mehr oder weniger gut entwickelt. Die Feldspäte sind nur selten in merklicher Weise von kataklastischen Störungen beeinflusst.

Es darf aber nicht unerwähnt bleiben, dass auch in diesen parallelstruierten Apliten nicht alle Druckphänomene ohne weiteres auf Rechnung der Kataklase zu setzen sind. Es wäre z. B. die gleichgerichtete Lage der Hornblendefasern mit den Quarzstengeln in einem solchen parallelstruierten Aplit nicht recht durch eine nachträglich im festen Gestein erfolgte Lageveränderung erklärbar, ohne dass zugleich weitgehende mechanische Deformationen der leicht biegsamen Hornblendekrystalle eintreten müssten. Ausser den bereits erwähnten feinen Querrissen sind jedoch keine weitern Störungen zu beobachten, so dass wenigstens für diesen Fall ein Einfluss der Protoklase auf die spätere Ausbildung des Gesteins nicht verneint werden darf.

Pegmatite.

Gegenüber den zahlreichen Aplitgängen des Gebietes stehen die Pegmatitvorkommnisse an Zahl stark zurück. Sie beschränken sich so zu sagen auf die Assimilationszone, in der sie allerdings eine mächtige Entwicklung erlangen. Besonders treten hier zwei, bis mehrere Meter breite, Pegmatitgänge hervor, die auf eine kurze Strecke in einander verfliessen und dann sich wieder gabelnd, zur Dreiteilung der durchbrochenen Schieferscholle führen. Auch die übrigen hier noch in Frage kommenden Pegmatite sind, wenn auch ihr Zusammenhang nicht direkt sichtbar ist, als kleinere Äste dieser beiden Gänge aufzufassen.

Der Habitus dieser Pegmatite ist ein wechselnder; oft gelangt im gleichen Gang neben der typisch grosskörnigen Pegmatitstruktur die feinkörnige Beschaffenheit der Aplite zur Ausbildung. Eine weitere Verschiedenheit ergibt sich aus dem Auftreten von miarolithischen Hohlräumen, die in den aplitisch struierten Partien seltener zu beobachten sind.

Einförmigkeit in Bezug auf die Hauptgemengteile charakterisiert die mineralische Zusammensetzung der Pegmatite. Feldspat und Quarz sind häufig die einzigen Bestandteile dieser Gesteine. Dabei durchdringen sie sich gegenseitig derart (besonders in den grobkörnigeren Partien), dass auf Durchschnitten solcher Verwachsungen scharfeckige, winkel- oder hakenförmige Gebilde entstehen (schriftgranitische Verwachsung) (Taf. I, Fig. 3).

Quarz ist neben den mit Feldspat verwachsenen Individuen noch in selbständigen Körnern entwickelt, die grosslappig in einandergreifen.

Aus der Feldspatreihe sind in der Regel mehrere Glieder vertreten; der grösste Teil gehört dem Orthoklas bezw. Mikroklin an. Mikroperthitische Struktur tritt besonders deutlich bei den von Quarz durchwachsenen Orthoklasen hervor. Gegitterter Mikroklin ist verhältnismässig selten anzutreffen.

Plagioklas liess sich der starken Sericitisierung wegen nur in einem einzigen Vorkommnis mit Sicherheit, und zwar als Andesin bestimmen. Er zeigte dicktafelige Ausbildung und Verzwillingung nach dem Albitgesetz.

In einem grosskörnigen Pegmatitgang, der in der Nähe der Hauptüberschiebungslinie mit dieser auf kurze Strecke parallel verläuft, findet sich bronceglänzender Biotit in auffallend reichlicher Menge. Bemerkenswert ist die Form seiner Ausbildung in langen Stengeln parallel zur Basis, die geradlinig die übrigen Gemengteile durchschneiden. Die Länge der Krystalle übertrifft deren Breite nicht selten um das 10—20 fache. Chloritisierung des Biotits ist nicht zu beobachten, wohl aber eine schwache Ausbleichung seiner Farbe.

Muskovit dürfte keinem Pegmatitgang gänzlich fehlen, doch ist seine Menge nie bedeutend. Er reichert sich haupt-

sächlich in der Nähe der „Turmalinsonnen“ an und bildet blättrige Aggregate von unbestimmter Form.

Als ein charakteristischer Nebengemengteil der meisten Pegmatite ist Turmalin zu erwähnen, dessen dunkelgefärbte Krystalle sehr auffällig aus dem hellen Gestein heraustreten. Man findet die manchmal mehrere cm langen Nadeln zu garbenförmigen Büscheln vereinigt zwischen Gangsalband und Nebengestein lose eingebettet oder mehr in der Gangmitte zu radialstrahligen Aggregaten („Turmalinsonnen“) angeordnet.

Fast ebenso häufig wie Turmalin tritt in den Pegmatitgängen ein dunkelgrüner Pinit auf, dessen kurzsäulige Prismen entweder als Einzelindividuen regellos im Gestein verteilt oder zu fleckenförmigen Aggregationen vereinigt sind.

Kleinere gelbliche, im Dünnschliff farblose Körner wurden nach Licht- und Doppelbrechung, wie nach ihrem sonstigen optischen Charakter als Topas bestimmt. Leider sind die wenigen Individuen ausnahmslos senkrecht zur positiven Bisektrix getroffen, so dass sie im konvergenten Licht bei gekreuzten Nikols stets die Interferenzfigur zweiaxiger Medien geben, aber dafür jegliche Spaltbarkeit vermissen lassen. Auffallend stark ist die Dispersion der optischen Axen ($\varrho > v$). Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse von ganz unregelmässigen Umrissen, zum Teil in scharflinig verlaufenden Schnüren angeordnet, fehlen als charakteristische Begleiter des Topases nicht.

In dem bereits oben näher bezeichneten grosskörnigen Pegmatitgang bei der Überschiebungszone ist blaugrüner Pyroxen ein nicht unwesentlicher Nebengemengteil. Er kommt in vereinzelten, stark zersetzten Krystallen vor, die längs Spaltrissen im Gestein verteilt liegen. Die Zersetzung ist in der Regel so weit fortgeschritten, dass die skelettartigen Krystalle oder losen Körner von einer schmutzigbraungrünen, chloritischen Substanz und hornblendeähnlichen, feinfaserigen Aggregaten umhüllt werden. Der einstige Titangehalt des Pyroxens hat sich dabei in Form grösserer und kleinerer Titanitkörner ausgeschieden.

Von weitern Akzessoria wurden noch Apatit, Kalkspat und Pyrit beobachtet. Apatit in rundlichen Körnern, weniger in prismatischer Ausbildung, Kalkspat als sekundäres Verkit-

tungsmaterial der Gesteinsrisse oder als Umsetzungsprodukt von Feldspat und Pyroxen. Pyritwürfelchen in Gesellschaft mit Turmalin und Muskovit sind sehr wahrscheinlich primärer Entstehung.

Zwischen den Aplitgängen bestehen, soweit beobachtet werden konnte, nur geringe gegenseitige Altersunterschiede. Wo sich Aplite durchbrechen, tritt eine so innige Verschmelzung beider Magmen auf, dass ein höheres Alter des einen oder andern sich nicht mit Sicherheit feststellen lässt. Es konnte auch die Beobachtung gemacht werden, dass ein turmalinführender Aplitgang, der auf einen zweiten trifft, diesen nicht durchkreuzt, sondern von der Einmündungsstelle aus sein etwas dunklergefärbtes Material deltaförmig in den andern Gang ergiesst. Dabei muss die Bewegung der Gangmasse des zweiten bereits zum Stillstand gekommen sein, da keinerlei Beeinflussung bezw. Ablenkung des eingebrochenen Gangmaterials durch eine Strömung wahrzunehmen ist.

Die Pegmatite sind, wie fast allgemein die Erfahrung lehrt, auch hier meist jünger wie die Aplite, die von diesen mit scharfer Begrenzung durchbrochen werden. Während die Aplite aufs Vollkommenste mit dem durchbrochenen Eruptivgestein verschweisst erscheinen, ist dies bei den Pegmatiten, vorab bei den grosskörnigen, nicht in gleichem Masse der Fall. Man kann nicht selten zwischen Gang- und Nebengestein eine kleine Ablösungsspalte wahrnehmen, die auf ein schon weit vorgerücktes Erstarrungstadium des Eruptivgesteins zur Zeit der Pegmatitbildung schliessen lässt. Altersbestimmungen der Pegmatite lassen sich nicht aufstellen, da jegliche Anhaltspunkte hiefür fehlen.

III. Kontaktmetamorphe Karbonatgesteine.

Unter dem Einfluss der metamorphosierenden Agentien des Magmas vollzieht sich in karbonatreichen Sedimenten eine innere molekulare Umlagerung. Es kann eine Neukrystallisation der Substanz stattfinden ohne wesentlich neue Stoffzufuhr. So haben sich graue, weisse oder graublaue, grobkörnige Kalke gebildet. Aber noch eine zweite Möglichkeit ist gegeben und in sehr vielen Fällen realisiert worden: Es kann ein teilweiser chemischer Ausgleich stattfinden zwischen dem kieselsäurereichen Magma und

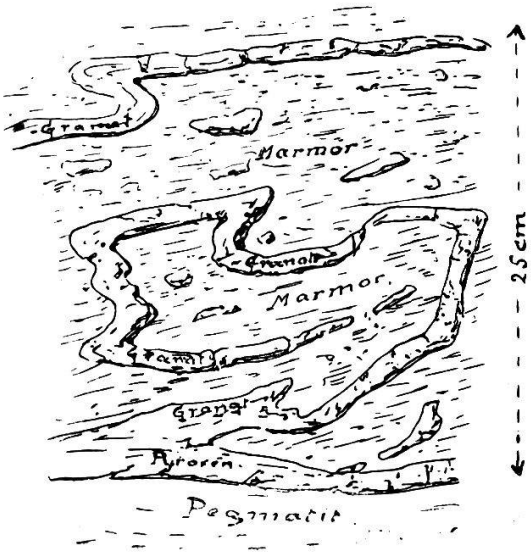
dem basischen Sedimentgestein und wieder funktionieren die gasförmigen Substanzen, die mit dem Schmelzfluss in die Höhe steigen, als Krystallisatoren und begünstigen die Umlagerung und Neugruppierung der Moleküle und Atome. Wo dieser stoffliche Ausgleich sich vollzieht, haben wir es zu tun mit der eigentlichen Kontaktmetamorphose, mit Kontaktwirkungen im engern Sinne des Wortes. Es ist selbstredend, dass entsprechend dem schon vor der Metamorphose gegebenen, substanziellen Wechsel des Sedimentgesteins, auch nach der Umwandlung eine zonare Anordnung der verschiedenen Kontaktmineralien bestehen bleiben kann. So müssen die verschiedenen Typen der Kontaktgesteine durch mannigfache Übergänge und Zwischenformen eng mit einander verknüpft bleiben. Trotzdem lassen sich diese hier näher untersuchten Kontaktgesteine, wenn auch ohne scharfe Abgrenzung, in drei Gruppen vereinigen, die man nach ihrer vorwaltenden stofflichen Zusammensetzung, zum Teil auch nach ihrer strukturellen Ausbildung (Hornfelse) bezeichnen kann als:

1. Silikatführende Kalkgesteine (Marmore).
2. Kalkführende Silikatgesteine (Kalksilikatfelse).
3. Kalksilikathornfelse.

Die erste Gruppe der silikatführenden Kalke ist ausgezeichnet durch Kalkspat als führenden Gesteinsbestandteil; dem krystallinen Karbonatgestein ordnen sich eigentliche Kontaktmineralien nur als akzessorische Gesteinskomponenten bei. Die Vertreter dieser Gruppe bilden weitaus die Hauptmasse der hier auftretenden Kontaktbildungen. Es sind diese Gesteine zumeist grobkörnige, hellgefärbte, nur bei geringerer Umwandlung feinkrystalline und dann dunkler gefärbte Kalke von ziemlich gleichmässiger Zusammensetzung.

In den kalkführenden Silikatgesteinen, oder wie man sie heute mit dem gebräuchlichsten Namen als „Kalksilikatfelse“ bezeichnet, wird der Kalkspat durch das Überhandnehmen der neugebildeten Kalksilikatverbindungen auf die Stufe eines Nebengemengteils zurückgedrängt. Ihre mineralische Zusammensetzung ist infolgedessen eine sehr mannigfaltige und wechselnde, so dass sie nach ihrem führenden Hauptgemengteil als Granat-Vesuvian-Wollastonit-Pyroxenfelse oder Kombi-

nationen solcher zu bezeichnen sind. Sie erscheinen meist in grossen und kleinen linsenförmigen Nieren innerhalb der Marmore ausgeschieden, können auch ganz eigenartig gewundene Adern bilden, deren Verlauf auf eine Faltung während der Umkrystallisation des Marmors hinzuweisen scheint. Dass diese Biegung, Zerreissung und Verknetung der spröden Kalksilikatbänder im Marmor zu einer Zeit vor sich gegangen sein muss, als das umhüllende Gestein in einer Art Schmelzzustand sich befand, geht aus dem mechanisch nicht veränderten Kalkstein hervor (siehe untenstehende Figur 1).



Figur 1.

Die eigentlichen Kalksilikathornfelse unterscheiden sich nach ihrer mineralischen Zusammensetzung wenig oder nicht von den Kalksilikatfelsen, weisen dagegen, wie schon ihr Name andeutet, ein mikrokrystallines, oft nahezu dichtes Gefüge auf im Gegensatz zur meist grobkörnigen Ausbildung der vorerwähnten Gruppe. Sie vermitteln als schmale, nicht über wenige dm breite, oft buntstreifige Bänder den Übergang vom körnigen Kalk zum Eruptivgestein oder erscheinen als untergeordnete Partien mit den Kalksilikatfelsen verbunden.

Die Verbreitung der kontaktmetamorphen Karbonatgesteine beschränkt sich in der Hauptsache auf drei (?) nicht über meterbreite Kalkbänder, die in viele einzelne gang- und linsenförmige Stücke aufgelöst erscheinen und die auf eine Zone von 100—120 m in horizontaler Erstreckung sich verteilen. Sie liegen in der Assimilationszone, parallel den Injektionsgneisen eingelagert und stehen sowohl mit diesen, wie mit den vielen Aplit- und Pegmatitgängen in engstem Kontakte. Kleinere Aplitgänge greifen häufig in das Kalkband über (Tafel III), während die mächtigern Pegmatitgänge bis faustgrosse Kalksilikatschollen in sich eingeschlossen enthalten. Die bleigraue, eigenartig rauhe Verwitte-

rungsoberfläche, die oft mit buntfarbigen knauerartigen Kalksilikataggregationen wie übersät erscheint, lässt das Marmorband gut vom Nebengestein sich abheben. Im tiefer gelegenen Teil dieser Kalkbänder, weiter vom Gletscher entfernt, ist vorwiegend ein hellgrauer, oft etwas rötlicher, grobkörniger Kalk zur Ausscheidung gelangt; im mittlern Teile walten Kalksilikatfelse und Kalksilikathornfelse vor, während unmittelbar vor seinem obern Ende der Kalk nur noch einen geringen Grad der Umwandlung anzeigt. Seine Korngrösse sinkt hier rasch, die Farbe wird gleichzeitig dunkler, so dass das Gestein dem blossen Auge als ein kaum veränderter, etwas kieseliger Kalk erscheint.

Etwas unterhalb der vordersten Gletscherzunge trifft das Kalkband in einem Winkel von 30—40° auf die Überschiebungslinie, wird mit den übrigen Einlagerungen vorerst flexurartig von der Hauptstreichrichtung abgebogen und nach wenigen Metern vollständig ausgequetscht.

1. Silikatführende Kalke (Marmore).

Verfolgen wir den Gang der Umwandlung dieser Kalke am Handstück und im mikroskopischen Dünnschliff, dabei von den wenig veränderten, obersten Partien ausgehend, so treten uns vorerst malmgraue, im frischen Bruche etwas fleckige, feinkrystalline Karbonatgesteine entgegen. Auf der Oberfläche wittern die silikatreichern Stellen in braunen, formlosen Gebilden heraus. Die feinkrystalline Ausbildung des Gesteins lässt auch im Dünnschliff nur schwer eine Trennung in die einzelnen Kalkspatindividuen zu, so innig sind diese unter sich verzahnt und verwachsen. Spaltbarkeit oder Zwillingslamellierung sind nur in vereinzelten grössern Individuen zu beobachten. Wenn auch Druckphänomene nicht mehr direkt wahrnehmbar sind, so geht doch aus einer Betrachtung der örtlichen Verhältnisse mit aller Deutlichkeit hervor, dass dieser Kalk im höchsten Grade den bei der Überschiebung wirkenden Druckkräften ausgesetzt sein musste. Auflösung und Wiederauskrystallisierung eines Teils des Kalkes scheinen alle Spuren dieser Vorgänge verwischt zu haben.

Neben Kalkspat, der, nach einem geringen Magnesiagehalt zu schliessen, auch von Dolomit begleitet sein dürfte, treten ganz

spärlich rundliche Körner eines schwach licht- und doppelbrechenden Minerals auf. Mangels besonderer Eigenschaften kann dieses Mineral nicht mit Sicherheit bestimmt werden; sehr wahrscheinlich liegt Quarz vor.

Als erstes Anzeichen kontaktmetamorpher Beeinflussung erscheinen, reichlich im Gestein verteilt, formlose, opake Graphitblättchen und kleine Erzflitterchen von Magnetkies (auch Magnetit?). Gleichzeitig ist eine Hellerfärbung des Gesteins nicht zu verkennen, was den Eindruck erwecken muss, als habe sich das färbende, organische Pigment des Kalkes in Form der Graphitblättchen aus dem Gestein ausgeschieden.

Stellenweise sind grüne Adern und Nester eines schwach lichtbrechenden Serpentinaggregates zu beobachten. Nach den wenigen noch vorhandenen körnigen Einlagerungen handelt es sich um eine Pseudomorphose nach einem lichtbraunen Pyroxen. Maschenstruktur ist schön sichtbar und wird noch deutlicher durch eine nachträgliche Kalkspatinfiltration in die einzelnen Serpentinadern zum Ausdruck gebracht.

Mit steigender Intensität der Umwandlung wird der Kalk grobkörniger; die Grösse der einzelnen Kalkspatkrystalle kann bis gegen 1 cm erreichen und Spaltbarkeit und Zwillingslamellierung dem blossen Auge leicht sichtbar werden lassen. Ihre gegenseitige Begrenzung wird eine mehr rundlicheckige oder gelappte (Pflasterstruktur, Taf. I, Fig. 4); Verzahnung tritt ganz zurück. Druckwirkungen machen sich nur durch schwache Verbiegung einzelner Lamellen geltend. Die neugebildeten Kalksilikate vereinigen sich zu grössern und kleinern Nieren, die von einer, bis $^1/_2$ cm breiten, hellern Krystallisationszone umsäumt werden.

Vorwiegende Kontaktmineralien dieser hellgrauen bis rötlichweissen Marmore sind tropfenförmige, metallisch reflektierende Graphitblättchen und etwas grössere, grünlich-braune bis hellbroncefarbene Phlogopitschüppchen. Gewöhnlich verteilen sich beide Neubildungen ziemlich gleichmässig im Gestein, seltener ordnen sie sich zu einzelnen schlierenartigen Zonen an, in denen dann auch charakteristischer Weise die Korngrösse des Kalkspates sinkt. Die Anreicherungszonen entsprechen in ihrem Verlauf nur selten der ursprünglichen Gesteinsschichtung, eine solche wird

vielmehr durch schnurartige Kalksilikatausscheidungen zum Ausdruck gebracht.

Die Phlogopitblättchen erscheinen etwas länglich elliptisch. Ihre Lichtbrechung ist schwächer wie beim Muskovit. Basale Schnittflächen ergeben das Axenkreuz eines einaxigen Krystalls, das sich beim Drehen des Tisches nur um einen ganz geringen Betrag öffnet. Die Spaltbarkeit ∞ P (001) wird durch kurze, scharf akzentuierte Risse angedeutet. Der Pleochroismus beschränkt sich auf einen Wechsel in der Intensität, eine Änderung der Farbennüance tritt nicht ein. Vereinzelte dieser Glimmerblättchen, die in ihrer bräunlich-grünen Farbe und Ausbildung noch genau mit einander übereinstimmen, sind in ein nahezu isotropes, serpentinähnliches Aggregat umgewandelt worden. Magnetkies tritt in diesen grobkörnigen Varietäten seiner Verbreitung nach zurück. Pyrit ist selten.

Monokliner, hellgrüner Pyroxen, gut charakterisiert durch seine nahezu rechtwinklige Spaltbarkeit, gelangt nur in den grüngefärbten Marmoren zu reichlicherer Entwicklung, wenn er auch, selbst in den fast reinweissen Varietäten nie ganz zu fehlen pflegt. Er liegt bald als vereinzelte, gerundete Krystalle in Kalkspatkörner eingebettet, bald konzentriert er sich in Nestern und Putzen auf den Zwischenräumen. Die nähere optische Untersuchung ergibt die Anwesenheit von mindestens 2, wahrscheinlich 3 Gliedern der Diopsid-Augitreihe. Ihre Verschiedenheit beschränkt sich hauptsächlich auf die wechselnde Auslöschungsschiefe; die übrigen optischen Eigenschaften bleiben sich im grossen und ganzen gleich.

An erster Stelle folgt ein Pyroxen mit der Auslöschungsschiefe $c : c = 44^0 — 45^0$. Derselbe entspricht somit dem als Salit oder Malakolith bezeichneten Gliede dieser Mineralgruppe. Möglicherweise liegt auch ein eisen- oder manganreicher Diopsid vor, der ebenfalls eine Auslöschungsschiefe bis zu diesem Betrage aufweisen kann. Neben diesem Gliede der Augitgruppe findet sich aber auch ein normaler Diopsid mit der Auslöschungsschiefe $39^0 - 40^0$ vor. Es bestehen aber keinerlei Übergänge von diesem zum ersterwähnten Pyroxen. In vereinzelten Fällen liegt Diallag vor, wie sich aus der charakteristischen Absonderung und Lamellierung nach dem Orthopinakoid ergibt. Nächst dem

Pyroxen erscheint Granat als häufigster Gemengteil in gelblichroten, seltener rosaroten Krystallen. Er beteiligt sich in hervorragendstem Masse an der Bildung der rundlichen Kalksilikatknauern, erfüllt wohl auch kleinere Spalten und Hohlräume oder bekleidet die Salbänder der Aplitintrusionen. Nicht selten erlangen seine Krystalle makroskopische Sichtbarkeit und lassen dann als vorwiegende Form das Rhombendodekaeder, ∞ O (110), in einigen Fällen mit Ikositetraeder $_2O_2$ (211) kombiniert, erkennen.

Im Dünnschliff ist der Granat farblos, höchstens in dickern Schliffen etwas gelblich. Im polarisierten Lichte erscheint er meist völlig isotrop, Stellen mit anormalen Interferenzfarben werden selten beobachtet. Die netzartig verlaufenden Spaltrisse lassen keine vorherrschende Richtung wahrnehmen. Dicht gescharte winzige Einschlüsse trüben ihn stark. Daneben sind besonders grössere Einschlüsse von Pyroxen massenhaft vertreten, die enge genetische Beziehungen zwischen beiden Mineralien vermuten lassen. Wahrscheinlich ist der Granat, nach dem schlechten Erhaltungszustand des Pyroxens und seiner wenig scharfen Umgrenzung zu schliessen, aus diesem hervorgegangen und nicht umgekehrt.

Rotbrauner Vesuvian erscheint in formlosen, stark zerrissenen Körnern, die meist mit Granat vergesellschaftet, sich leicht mit diesem verwechseln lassen; das Mineral zeigt aber eine verhältnismässig gut entwickelte Spaltbarkeit nach ∞ P ∞ (100), die man sonst bei Vesuvian nicht anzutreffen gewohnt ist. Die Doppelbrechung ist schwach und erzeugt graubraune, anormale Interferenzfarben, die vielfach durch Abstufungen in hellere und dunklere Töne zur Zonarstruktur sich anordnen. Der optische Charakter ist in den meisten Individuen negativ, seltener positiv.

Sehr häufig besitzt der Vesuvian zahlreiche Einschlüsse von Pyroxen, deren vielfach ganz unscharfe Begrenzung gegenüber dem Wirt die Vermutung erwecken muss, dass sie durch Umsetzung aus Vesuvian sich gebildet haben, wie auch der umgekehrte Vorgang beobachtet werden kann.

Rundliche gelappte Körner, etwas schwächer lichtbrechend wie Vesuvian, aber in der Doppelbrechung der des Quarzes gleichkommend, wurden als Gehlenit bestimmt.

Sechsseitige Tafeln, seltener kantengerundete, stumpfe Prismen von Apatit sind häufige Erscheinungen in diesen Kontakterscheinungen. Sehr oft beherbergt Apatit kleine opake Körner (Magnetkies?).

Kalkführende Silikatgesteine.
(Kalksilikatfelse.)

Dieser Gruppe gehören in erster Linie aus dem grobkörnigen Kalke ausgeschiedene, bis faustgrosse, rundliche und elliptische Nieren und eigenartig gewundene Adern an. Die Hauptgesteinsfarbe wechselt zwischen den Farben der vorwaltenden Gesteinsbestandteile von weiss, rot bis grün. Neben der Pflasterstruktur kommt ebenso häufig Siebstruktur (siehe Taf. I, Fig. 3 u. 4) mit skelettförmigem Wachstum oder siebartiger Durchlöcherung der grössern Krystallindividuen zur Ausbildung.

Graphit und Magnetkies treten stark zurück, Phlogopit verschwindet gänzlich. Zu vorherrschenden Bestandteilen werden: Granat, Vesuvian, Pyroxen und Wollastonit. Granat erscheint ausschliesslich in der kaneelsteinfarbenen Varietät in Form gutausgebildeter Krystalle ∞ O (211) oder in derben Körnern zu rundlichen Nestern vereinigt. Nicht selten bildet er das ausschliessliche Füllmaterial stumpf endigender Adern im Kalk. Auch in diesem Falle ergibt sich seine Bildung aus Pyroxen, indem die Adern oft ganz allmählich mit dem Eindringen in den Kalk sich in Granat umwandeln. In anderer Form erscheint Granat auch in Form breiter Stengel, die eine Pseudomorphose nach einem idiomorph ausgebildeten unbekannten Mineral erkennen lassen.

Vesuvian ist in zwei Modifikationen vertreten:

1. Dunkelbraunroter Vesuvian (Egeran), häufig in langstrahligen, garbenförmigen Krystallbüscheln oder als rundliche Körneraggregate mit Granat vergesellschaftet.

2. Gelblichgrüner, epidotähnlicher Vesuvian, in vereinzelten, längsgerieften, kurzprismatischen Krystallen. In dieser Art tritt er vorwiegend mit Wollastonit vereint auf.

Besondere Erwähnung verdienen kleine, prismatisch ausgebildete, intensiv braunrot gefärbte Krystalle, die als Einschlüsse im Wollastonit auftreten. In Durchschnitten dieser Krystalle sind

zwei tetragonale Prismen ∞ P (110) und ∞ P ∞ (100) zu erkennen. Auffallend ist vor allem der zonare Aufbau mit einem rundlichen, mikrolithenreichen Kerne. Nach der Interferenzfigur im polarisierten Lichte zu schliessen, sind diese Individuen einaxig. Die Doppelbrechung ist verhältnismässig stark, ihr Charakter stets negativ. Trotz der unvollständigen Übereinstimmung mit den optischen Angaben über Vesuvian glaube ich dieses Mineral doch als solchen bezeichnen zu müssen.

Einschlüsse von Pyroxen erfüllen manchmal beinahe das ganze Krystallinnere grösserer Vesuviankörner, die auf eine Pseudomorphose von Vesuvian nach Pyroxen oder auf einen umgekehrten Bildungsvorgang hinweisen.

Die Diopsid-Augitreihe ist auch in den Kalksilikatfelsen durch einen blassgrünen salitartigen Diopsid und vereinzelte Körner von Diallag vertreten.

Als neuer Gemengteil erscheint Wollastonit in eisblumenähnlichen, bis 4 cm langen, weissseidenglänzenden Faserbündeln. Die langstengligen Prismen sind häufig nach ∞ P ∞ (100) verzwillingt und an ihren Längsenden zu sillimanitähnlichen Fasern ausgefranst. Spaltbarkeit ∞ P ∞ (100) ist gut ausgebildet; eine solche nach oP (001) durch kurze schwache Risse angedeutet. Grössern Krystallen sind parallel zu ihrer Spaltbarkeit oft Subindividuen in Menge eingelagert, nicht selten baut sich der ganze Krystall aus solchen auf.

Hornblende hat in diesen Kalksilikatfelsen als ein meist ganz untergeordneter Bestandteil zu gelten, wenigstens wurde solche nur in einem einzigen Vorkommnis in der strahlig-blättrigen Modifikation des Tremolits aufgefunden. Die Bestimmung als Tremolit ist nicht einwandfrei, da sie sich, neben allgemeinen Merkmalen, die für Hornblende sprechen, nur auf die unregelmässig breitblätterige Ausbildung der einzelnen Krystalle stützt. Eine Spaltbarkeit ist nicht sichtbar. In ausgezeichneter Weise kommt bei diesem Mineral die Siebstruktur zur Geltung, indem die Blätter von zahllosen kleinen Körnern eines stark lichtbrechenden, grüngefärbten Minerals durchbrochen werden (Pyroxen?).

Feldspat ist als solcher in den Kalksilikatfelsen nicht aufzufinden, dagegen scheint Saussuritbildung in einer

Kalksilikatscholle eines Aplitganges dessen frühere Existenz zu beweisen. Der ursprüngliche Feldspatkrystall ist bei diesem Zersetzungsprozess in ein wirres feinschuppig-filziges Aggregat der gewöhnlichen Saussuritmineralien zerlegt worden.

Länglich rhomboidisch geformte Titanitkörner sind in diesen Kontaktgesteinen allgemein verbreitet. Auffallend ist, besonders in dickern Schliffen, starker pleochroitischer Farbenwechsel von blasshellgrün zu hyazintrot. Titanit ist der stete Begleiter opaker Körner von Ilmenit.

Apatit kann nicht als allgemein verbreiteter Bestandteil der Silikatfelse bezeichnet werden, häufig fehlt er ganz. Wo er auftritt, zeigt er sich vereinzelt in den bekannten rundlichen oder eiförmigen Körnern.

Als weitere akzessorische Gemengteile sind noch Kalkspat, Quarz, Magnetkies und Pyrit zu erwähnen, deren Eigenschaften aus vorigem genügend bekannt geworden sind, als dass sie hier noch besonders angeführt werden müssten.

Eine Erscheinung, die nicht unerwähnt bleiben soll, betrifft die Serpentinisierung dieser pyroxenhaltigen Kalksilikatfelse unter dem Einfluss säkulärer Verwitterung.

Wo das Band der Kalksilikatfelse durch die Überschiebung eine intensive Pressung und Zertrümmerung erfahren hat, nimmt das Gestein ein dunkelgrünes, serpentinartiges Aussehen an. Es wird für das blosse Auge fast dicht, erlangt eine auffallende Zähigkeit und bricht mit splittrigem Bruche.

Das Mikroskop gibt über die frühere Gesteinsbeschaffenheit nur wenig Aufschluss. Die Hauptmasse wird jetzt gebildet von einem schuppigen Aggregat talk- oder sericitähnlicher Substanz, in dem ein feines Netzwerk hellgrüner Serpentinadern sich ausbreitet. Spärliche Überreste des ursprünglichen Gesteins sind soweit erhalten geblieben, dass eine Bestimmung der Gemengteile, wenigstens bis zu einem gewissen Grade, möglich wird. Vorwiegender Bestandteil war Pyroxen, der aber bis auf geringe Spuren in Serpentin übergegangen ist. Immerhin sind bei diesem Umwandlungsprozess noch vielfach Spaltbarkeit und Zwillingslamellierung erhalten geblieben; in einzelnen Partien gelangt Maschenstruktur zur Ausbildung. Als Nebenprodukte dieser Pseudomorphose sind ausser Talk noch Chlorit, Quarz

und Kalkspat zu nennen. Ein Teil der talkigen Substanz wird der Feldspatzersetzung seine Entstehung verdanken. Titanit und der mit ihm vergesellschaftete Ilmenit müssen nach ihrem häufigen Auftreten in den Kalksilikatfelsen als primäre Gesteinsbestandteile bezeichnet werden, wenn auch nicht ausgeschlossen ist, dass ein geringer Teil durch den Serpentinisierungsprozess aus dem Pyroxen zur Ausscheidung kam.

3. Kalksilikathornfelse.

Die Bezeichnung Hornfels deutet bereits den äussern Habitus dieser Gesteinsgruppe an; es sind spezifisch schwere, dabei zähe und harte, splittrig brechende Gesteine von mikrokrystalliner, oft nahezu dichter Struktur. Das Mikroskop lässt in der Hauptsache wieder die Mineralkombination der grobkörnigeren Kalksilikatfelse erkennen, allerdings in einer Art und Weise gegenseitiger Durchdringung und Verflechtung, dass eine Bestimmung der einzelnen Gemengteile oft schwer fällt. Die Kontaktstrukturen gelangen in extremster Weise zur Ausbildung; bald sind grössere Individuen von kleinern rundlichen Körnern anderer Mineralien siebartig durchlöchert und erscheinen nur mehr als schwammig-zellige Gebilde, bald aggregieren sich die mehr oder weniger geradlinig konturierten Körner der Gemengteile zu einem pflasterförmigen Mosaik. Wollastonit und Vesuvian treten gegenüber ihrem Vorkommen in den Kalksilikatfelsen etwas zurück, Hornblende, die Mineralien der Epidotgruppe, auch Quarz rücken etwas mehr in den Vordergrund. Viele dieser Hornfelse erlangen durch einen mehrfachen zonenweisen Wechsel ihres Mineralbestandes ein streifiges Aussehen. Die einzelnen Streifen verlaufen unter sich parallel und geradlinig; ihre Abgrenzung gegenüber dem körnigen Kalk ist ziemlich scharf. Nach den einzelnen Zonen geordnet, verteilt sich der Mineralbestand dieser Hornfelsbänder folgendermassen:

Grüne Zone:	Vorwiegend Augit der Diopsidreihe, untergeordnet blättrigstrahlige Hornblende (Tremolit).
Rote Zone:	Granat in Aggregaten kleiner, teilweise idiomorph ausgebildeter Körner, Vesuvian und Augit.

Rotbraune Zone: Granat, von Augitkörnern durchwachsen.
Weisse Zone: Kalkspat und Quarz, möglicherweise beide durch Umwandlung aus Augit entstanden.

Die Trennung der einzelnen Bänder unter sich ist niemals eine präzise; Übergänge sind stets vorhanden. Die Komponenten der einzelnen Streifen bieten keine besondern Eigentümlichkeiten und rechtfertigen deshalb eine ausführlichere Beschreibung nicht; nur das Wichtigste sei hier kurz angeführt:

Der im Dünnschliff schwach grünliche, monokline Augit ergibt in Längsschnitten gegen die vollkommene Spaltbarkeit Auslöschungsschiefen bis gegen 45°, gehört somit einem salitartigen Pyroxen an. Vereinzelte Diallagkörner unterscheiden sich durch die Absonderungsfläche parallel dem Orthopinakoid; die Auslöschungsschiefe beträgt ca. 40°.

Der Granat tritt in diesen dichtern Hornfelsen weniger hervor, die Individuen bleiben meist klein und zeigen, wenn auch selten, eine Art Zonarstruktur. Interpositionen beschränken sich auf staubartige Trübung der Granatkrystalle.

Lappig begrenzte Individuen eines schwach braunrötlichen Vesuvians werden von feinen Adern schwarzer Mikrolithe durchzogen. Daneben fehlen ihm auch die bereits erwähnten Einlagerungen von Diopsid, Diallag und Kalkspat nicht.

Hornblende, meist in radialstrahligblättriger Ausbildung (Tremolit), scheint nach ihrer steten Vergesellschaftung und engen Verwachsung mit monoklinem Pyroxen ein Umwandlungsprodukt dieses letztern zu sein. Da weder das eine noch das andere Mineral besonders hervortretende Zersetzungserscheinungen aufweist, so kann die Umwandlung auch in entgegengesetztem Sinne verlaufen sein und sich Pyroxen durch Zerfall des Hornblendemoleküls gebildet haben.[1]).

Ein farbloses, wenig licht- und doppelbrechendes Mineral von positivem Charakter, das mit zweifelhafter Sicherheit als Quarz bestimmt werden konnte, besitzt kurzstengelige Ausbildung ohne bestimmtere Umgrenzung. Spaltbarkeit ist keine zu beob-

[1]) Vergleiche *K. v. Kraatz-Koschlau* und *v. Hackman,* Der Elaeolithsyenit der Serra de Monchique, seine Gang- und Kontaktgesteine. Tschermaks mineral. und petrogr. Mitteilungen. Bd. XVI, H 3/4 S. 216.

achten. Flüssigkeitseinschlüsse sind in reichlicher Menge vorhanden.

Ein anderer Fall von Bänderung in einem Hornfels beruht auf einem Wechsel feiner Aplitintrusionen mit dem durchbrochenen Amphibolpyroxenfels. Zwar sind nur die randlichen Partien von einer solchen Aufblätterung und Injizierung betroffen worden; die zentralern, kompaktern Teile dagegen wurden durch das Ganggestein in eckige Bruchstücke zerlegt und zeigen hier eher das Bild einer Eruptivbreccie.

Den hauptsächlichsten Gemengteil dieses Hornfelses bildet ein lichtgrüner Diopsid, daneben machen sich vereinzelte Diallagkörner bemerkbar. In den saureren Partien vertritt eine blätterige, von rundlichen (Pyroxen?) Körnern reichlich durchwachsene Hornblende den Augit. Ausser dieser blättrigen Varietät (Tremolit?) erscheint als ein weiteres Glied der Hornblendegruppe hellgrüner Pargasit in isolierten, idiomorph begrenzten, kurzsäuligen Prismen mit folgenden Krystallflächen:

$\infty P \infty$ (010); $\infty P \infty$ (100); ∞P (110); oP (001).

Charakteristisch ist ferner der positive Charakter der Doppelbrechung, der den Pargasit von der gemeinen Hornblende trennt.

Feine, schwach grünliche Faserbündel, die als Einschlüsse in Quarzkörnern auftreten, dürfen mit grosser Wahrscheinlichkeit ebenfalls der Hornblende zugezählt werden (schilfige Hornblende).

Tafelig ausgebildeter Klinozoisit mit den gelb- und dunkelblaufleckigen Dispersionsfarben begleitet stellenweise die blätterige Hornblende; auch kleinere Epidotkörner fehlen in dieser Kombination nicht.

Apatit in kleinen Körnern gehört zu den allgemein verbreiteten akzessorischen Bestandteilen dieser Hornfelse. Im übrigen zeigt das Mineral keine besondern Merkmale.

Eine Hornfelsscholle, deren direkte Nachbarschaft zu den Injektionsgneisen und Schieferhornfelsen diese vielleicht eher den letztern zuteilen lässt, besteht aus einer violettgrauen Grundmasse mit injektionsartig verlaufenden blaugrünen oder grüngelben Adern und Streifen. Stellenweise glaubt man eine bis ins feinste gehende Aufblätterung der Grundmasse durch die

vielfach gewundenen und ineinander verfliessenden hellern Adern erkennen zu können. In seinem ganzen Habitus erinnert dieses Gestein an den seiner Zeit von *Edm. v. Fellenberg*[1]) aufgefundenen Schieferhornfels vom Spizzeggelti im untern Lonzatal, den *C. Schmidt*[1]) mikroskopisch und *A. Polikier*[2]) chemisch näher untersucht haben. Gleichfalls als ein Bestandteil der krystallinen Schiefer findet sich dieses Gestein am Jäggiknubel im obern Lötschental.

Die Grundmasse setzt sich in der Hauptsache aus Klinozoisit und Epidot zusammen, die durch eine reichliche Imprägnierung mit Titaneisen die dunkle Färbung erlangt. Klinozoisit wie Epidot durchwachsen sich gegenseitig in unregelmässig skelettartig ausgebildeten Körnern. Die opaken, formlosen Titaneisenkörner sind gewöhnlich mit Titanit verwachsen, oft von diesen schmal umrandet Die Anreicherung von Titanit ist überhaupt in diesen Kontaktgesteinen eine charakteristische Erscheinung.

Die hellern Streifen und Adern bestehen vorwiegend aus hellgrünen rundlich-eckigen Körnern eines salitartigen Diopsids. Bemerkenswert bei diesem Diopsid ist das häufige Auftreten von Zwillingsbildung nach $\infty P \infty$ (100). Ob diese Pyroxenadern als eigentliche Injektionsgänge zu bezeichnen sind, wie ihr Verlauf vermuten lässt, kann nicht mit Sicherheit entschieden werden.

Ein dunkelgrüner Amphibolhornfels, der in nächster Nähe des eben beschriebenen ansteht, führt neben einer kleinschuppigen, lichtgrünen Hornblende noch Chlorit als Hauptkomponenten. Die Hornblende ist gewöhnlich lappig konturiert, nur vereinzelte Blättchen scheinen idiomorphe Begrenzung aufzuweisen. Auffallend ist die hohe Auslöschungsschiefe, die bis 24° erreichen kann. Chlorit verdankt seine Entstehung einer Zersetzung der Hornblende. Die Chloritblättchen zeichnen sich durch gute Spaltbarkeit und ziemlich intensiven Pleochroismus aus. Die Doppelbrechung ergibt zum Unterschied von den gewöhnlich anomal stahlblauen Interferenzfarben des Chlorits ein Grau I Ordnung.

---

[1]) Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. XXI. Lfg. S. 177.

[2]) Chemisch-mineralogische Untersuchungen einiger oberhalb Gampel (Kt. Wallis) vorkommender Gesteine und Mineralien. Inaug. Diss. Bern. 1891.

Farblose, sericitartige Glimmerblättchen verteilen sich als einzelne Schüppchen oder zu Rosetten vereinigt im ganzen Gestein. Zahlreiche formlose Titanit und Titaneisenkörner ordnen sich auf schmalen Zonen an. Kleine einschlussreiche Quarzkörner finden sich überall zwischen die übrigen Gemengteile eingelagert. Kalkspat und Zoisit, als Ausscheidungsprodukte der Chloritbildung erlangen hauptsächlich in den stärker zersetzten Partien grössere Verbreitung.

Ohne Zweifel liesse sich bei weiterer Untersuchung die Reihe dieser Kalksilikathornfelse noch um manches Beispiel vermehren, wenn damit auch nicht gesagt sein soll, dass dadurch die Liste der Kontaktmineralien eine Bereicherung erfahren würde. Die Mannigfaltigkeit dieser Kontaktbildungen besteht weniger in ihrem spezifischen Mineralreichtum, als in einem vielgestaltigen Wechsel der Mineralkombinationen.

IV. Schiefereinschlüsse im Gasterengranit.

(„Injektionsgneise".)

Die Biotitschiefereinschlüsse oder Injektionsgneise, deren Auftreten bereits im Profil durch die Kontaktzone kurz skizziert worden ist, zeigen im grossen und ganzen überall die gleichen Injektionserscheinungen. Die einzelnen Injektionsgneispakete setzen sich aus einer zentralen Partie dunkler schiefriger Hornfelse zusammen, die beidseitig mit der Annäherung an die Pegmatite oder den Granit sich in einzelne stärker injizierte Schollen von ganz verschiedener Form und Grösse auflösen. Die Begrenzung dieser Schollen ist meist scharfrandig, seltener sind die Bruchstücke soweit durch das Magma resorbiert, dass nur noch eine dunklere, biotitreiche Zone die verschwommenen Umrisse der Schieferscholle erkennen lässt.

Die Injektion durch das Intrusivgestein erfolgt vorwiegend parallel zur Schieferung, so dass durch den Wechsel heller, quarzfeldspatreicher Lagen, mit dunklern, biotitreichern der Eindruck eines gebänderten Gesteins erweckt wird („Bändergneise"). Nur da, wo die eingeschlossenen Schollen grössere Kompaktheit zeigen oder ihre Injektion bereits so weit fortgeschritten ist, dass das aplitische Material vorwiegt, wird die Durchaderung eine mehr richtungslose. Mit der Aufblätterung

des Schiefers in solchen Schollen geht gleichzeitig Hand in Hand eine Resorption des basischeren Schiefermaterials durch den Aplit, Pegmatit oder Granit. Die Resorption selbst löst Differentiationsvorgänge aus. So umsäumen vielfach saure, nahezu biotitfreie schmale Ränder die dunklern Schieferschollen oder es bilden sich im Gegensatz hiezu bis kopfgrosse linsenförmige basische Ausscheidungen, die ganz aus Biotit zu bestehen scheinen. In diesen basischen Schlieren kommen Quarz und Feldspat, obgleich quantitativ fast ebenso stark vertreten wie der Biotit, makroskopisch kaum zur Geltung.

Der Biotit der „Injektionsgneise" zeigt je nach seinem Auftreten in basischeren oder saureren Partien ein verschiedenes Verhalten. Während er an quarzreichern Stellen meist stark zersetzt ist, zeichnet er sich in den biotitreichern Lagen durch auffallende Frische aus. Er ist dabei frei von jeglichen Zersetzungsprodukten und seine Farbe nähert sich einem tiefen Braunrot. Desgleichen ist der Pleochroismus stark entwickelt. Staubförmige, stark lichtbrechende Körnchen, die sich allenthalben an die Glimmerblättchen anlagern und diese gleichsam umsäumen, möchte ich als ehemalige Interpositionen auffassen, deren sich der Biotit durch eine Art Regeneration wiederum entledigt hat. Die Ausscheidungsfolge des Glimmers ist, dem basischen Charakter solcher Partien entsprechend, eine ziemlich unbestimmte; es finden sich sowohl Einschlüsse von Biotit in Feldspat, wie auch umgekehrt solche von Feldspat in Biotit.

Der Feldspat tritt in rundlichen oder polygonalen, meist stark zersetzten Körnern auf. Nach der Lichtbrechung besteht er aus einem sauren Oligoklas, seltener aus Orthoklas.

Die Menge an Quarz entspricht ungefähr derjenigen des Feldspates; auch in der äussern Form stimmen beide Gemengteile miteinander überein. Quarz bietet im weitern keine besondern neuen Eigentümlichkeiten.

Lappig begrenzte, feinschuppige Gebilde von lichtgrüner Farbe und lebhafter Aggregatpolarisation entsprechen in ihrer Erscheinung pinitähnlichen Umwandlungsprodukten von Kordierit. Grössere Verbreitung erlangt Pinit auf einzelnen schmalen Zonen dieser Biotitinjektionsgneise, in denen die bis erbsengrossen Krystalle augengneisartig von Biotit umfasert er-

scheinen. Wie bereits früher erwähnt (S. 73), dürfte auch in diesem Falle Kordierit das Ausgangsmaterial für die Pinitbildung gewesen sein. Hellrote Granatkörner erscheinen häufig diesen Pinitkrystallen eingelagert.

In den zentralern Partien dieser Schiefereinlagerungen verschwindet infolge Fehlens der Aplitintrusionen der gneisartige Charakter; das Gestein entspricht der Bezeichnung „Schieferhornfels". Der Mineralbestand bleibt ungefähr der gleiche, nur ändert sich das relative Mengenverhältnis der einzelnen Bestandteile zu einander. Feldspat tritt stark zurück, verschwindet nicht selten ganz; der Quarzgehalt nimmt entsprechend zu.

Als einziges Beispiel einer etwas abweichenden Mineralkombination dieser Schieferhornfelse möchte ich folgendes erwähnen:

Das fragliche Gestein ist von einer sehr feinkrystallinen Beschaffenheit, so dass von blossem Auge die Gemengteile nicht zu erkennen sind. Nur auf der braun anwitternden Oberfläche werden stecknadelkopfgrosse, dunkelgrüne Punkte sichtbar, die regellos über das Gestein verteilt liegen. Unterm Mikroskop betrachtet bilden Quarz und Biotit (resp. Chlorit) die Hauptbestandteile des Gesteins. Feldspat ist nicht zugegen. In der Masse der nach ihrer Grösse mehr oder weniger übereinstimmenden rundlichen oder polygonalen Quarzkörner machen sich vereinzelte grössere Quarze bemerkbar, die sich zudem durch randlich angeordnete Einschlüsse gut ausgebildeter (Zoisit?-) Krystalle auszeichnen. Besonders charakteristisch sind kugelige oder flachlinsenförmige Hornblendeaggregationen, welche die Erscheinung der grünen Punkte hervorrufen. Infolge Epidotisierung kann die Hornblende auch durch Nester von Klinozoisit und Chlorit vertreten sein.

Die Schiefer der eigentlichen Injektionszone entbehren noch einer eingehenderen mikroskopischen Bearbeitung.

Nach den bereits vorliegenden Resultaten unterscheiden sie sich wesentlich von den eben beschriebenen Biotitgneisen, indem der Glimmer meist in Form von Chlorit oder Muskovit vorhanden ist. Einzelne, meist dichtere Varietäten führen vorwiegend Hornblende als farbigen Bestandteil.

Von einer Beschreibung petrographischer Details muss aus oben erwähntem Grunde noch abgesehen werden.

Ein Erklärungsversuch über die Herkunft dieser Schiefereinschlüsse kann sich leider auf keine übereinstimmenden Vorkommnisse im Bereich des untersuchten Gebietes stützen. Es muss uns als das Nächstliegende erscheinen, die Schollen als von einer ursprünglichen Schieferdecke am Nordrand des Massivs herstammend zu denken. Der ganze Schollenkomplex mag ursprünglich als zusammenhängende Masse von seinem einstigen Verbande sich losgelöst haben und durch Einsinken in den Schmelzfluss und durch Aplitintrusionen in einzelne Schollen geteilt worden sein. Heute fehlt auf der Nordseite des Massivs eine solche Schieferhülle vollständig, wenigstens soweit die Abtragung den krystallinen Kern blossgelegt und der Beobachtung zugänglich gemacht hat. Die höher gelegenen Partien dieser einstigen Massivbedeckung mögen denudiert worden sein, der Rest liegt unter dem nordwärts überfalteten und überschobenen Nordrand des Aarmassivs begraben.

Die Schieferzone der Südflanke des Massivs kann uns auch keine sichern Anhaltspunkte für die Beantwortung der obigen Frage bieten, wenn auch zugegeben werden muss, dass einzelne der dort auftretenden Gesteine sich ziemlich gut mit den Schiefereinschlüssen beim Kanderfirnabsturz in Parallele setzen lassen. Doch repräsentieren gerade diese Schiefergesteine keineswegs stratigraphisch gleichwertige Schichten und es ist sehr fraglich, wie weit die Schiefer der Südseite dem primären Sedimentmantel des Gasterengranites angehören. Die Dislokationen der letzten Alpenfaltung haben in diesem Gebiete die einstigen Lagerungsverhältnisse, teilweise auch die Gesteine selbst, so weit umgestaltet, dass der Versuch, die Aequivalente der Schiefereinschlüsse im Granit der Nordseite auf der Südseite nachweisen zu können, als ganz aussichtslos erscheinen muss.

V. Kontaktmetamorphe Sandsteine.
(Kontaktsandsteine).

Die kontaktmetamorphen Sandsteine bilden den Abschluss des Granitmassivs gegenüber der jetzigen Bedeckung durch triasische und jurassische Sedimente. Ihre stratigraphische

Stellung ist in Bezug auf die bereits besprochenen schollenartigen Kalk- und Biotitschiefereinlagerungen im Granit insofern eine etwas andere, als sie vermutlich einen in situ verbliebenen Rest der ehemaligen Sedimentkruste repräsentieren. Dafür spricht ihre Lagerungsweise, die mit schwachem Nordfallen (20—25°) sich mehr wie die übrigen kontaktmetamorphen Sedimente der Massivumrandung anzupassen sucht und, soweit beobachtet werden kann, in den obersten Schichten konkordant den überlagernden Triassedimenten verlaufen. Auch scheinen die Kontaktsandsteine mit dem Quarzitband[1]) (Trias?) im Hangenden in einem gewissen genetischen Zusammenhang zu stehen, indem sie nach oben hin durch mechanische Auflockerung und Verwitterung gleichfalls quarzitisches Aussehen erlangen. Ob der Quarzit tatsächlich das Residuum des Sandsteines darstellt oder ob vielmehr dieser Übergang auf einer mehr zufälligen Gleichartigkeit des Quarzites mit dem oberflächlich verwitternden Sandsteine beruht, kann ich nicht mit Sicherheit beantworten.

Die Mächtigkeit der gesamten Kontaktsandsteinzone lässt sich nicht mit Bestimmtheit ermitteln; die Grenze im Liegenden ist zu unscharf. Auch ist es fraglich, ob nicht die injizierten Biotit- (Chlorit-) gneise im Liegenden als „feldspatisierte" Glimmerquarzite, bezw. Kontaktsandsteine aufzufassen sind. Vorläufig schätze ich die Mächtigkeit der Kontaktsandsteinzone auf ca. 20 m.

Durchschreiten wir die Zone der Kontaktsandsteine von aussen nach innen, so treffen wir vorerst im Liegenden des Quarzitbandes auf einen braunroten, glimmerhaltigen Quarzsandstein. (Wir sehen dabei ab von den durch Zersetzung veränderten obersten Partien, die meist mit ihrem Glimmergehalt auch ihre braunrote Farbe vollständig eingebüsst haben.)

[1]) Fälschlicherweise wird für diesen grobkörnigen Quarzit oder Quarzsandstein häufig der Ausdruck „Arkose" angewendet. Nach der übereinstimmenden Definition von Rosenbusch, Zirkel, Weinschenk u. a. bedeutet „Arkose" einen feldspatreichen Sandstein von granitischem Aussehen, dessen Feldspat meistens stark in Kaolin oder Muskovit umgewandelt ist. Dem gegenüber besteht aber der erwähnte Quarzit fast ausschliesslich aus einem mehr oder weniger klastischen Quarz mit schwach entwickelten sericitischen Zwischenlagen.

Das Gestein ist etwas gedrückt, häufig von rundlichen, rostbraunen Dolomitknauern und -adern durchsetzt. Wie im Handstück, so zeigt sich auch im Dünnschliff der Sandsteincharakter noch gut erhalten. In der sericitischen Zwischenmasse (Sandsteinzement) liegen überall rundliche oder ovale Glimmer- (Biotit-) schüppchen verteilt. Die Anordnung des Glimmers ist vorerst noch keine parallele, wie nach dem Aussehen des Gesteins geschlossen werden könnte; die Blättchen liegen vielmehr regellos durcheinander und sind häufig durch beginnende Zersetzung nach ihrer Spaltbarkeit fein zerzupft und an den Längsenden ausgefranst. Besonders grössere Biotitkrystalle, die von Dolomitsubstanz durchsetzt werden, bieten ein ganz eigenartiges Bild der Aufblätterung (siehe Taf. II, Fig. 6).

Der dem Biotit eigentümliche Pleochroismus ist durch starke Bestäubung mit ferritischem Pigment verdeckt oder durch Chloritisierung und Ausbleichung verloren gegangen. Das Pigment besteht teilweise aus Limonit, zum andern Teil, nach Färbung und Metallglanz zu schliessen, aus Eisenglanz.

Mehr und mehr wird nach der Tiefe zu die tonige Zementsubstanz zwischen den einzelnen Quarzkörnern „biotitisiert". Dabei schreitet dieser Umsetzungsprozess nicht zonenweise vorwärts, sondern ziemlich unregelmässig, auf einzelnen Partien rascher, auf andern langsamer. Während stellenweise der Biotitisierungsprozess bis zur völligen Verdrängung der Zwischenmasse führen kann, bleiben dicht benachbarte Zonen von sichtbaren Veränderungen nahezu verschont. Gleichzeitig mit der Umsetzung der Zementmasse vergrössern sich die Quarzkörner durch randliche Anlagerung von Quarzsubstanz oder die kleinern Körner gruppieren sich zu rundlichen Nestern. Der Quarz der Anwachsstreifen zeigt gleiche optische Orientierung, wie das ursprüngliche Quarzkorn. Ist somit im polarisierten Lichte der Betrag der Vergrösserung der einzelnen Körner nicht mehr erkennbar, so sind dagegen im gewöhnlichen Lichte bei schiefer Beleuchtung die Anwachsstreifen in Form ungleich dicker Wülste sehr schön zu beobachten (besonders an den Rändern des mikroskopischen Gesichtsfeldes, siehe auch Taf. II, Fig. 7). Dabei umschliessen die grössern Quarzindividuen nicht selten eiförmige, stark pigmentierte Biotitschüppchen, ein weiterer Beweis ihres

Wachstums durch Aggregation und homogene Vereinigung. Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse fehlen charakteristischerweise diesem Quarz völlig, ganz im Gegensatz zum Quarz des überliegenden Quarzitbandes, der reichlich von solchen Interpositionen durchzogen wird. Dynamische Störungen sind keine zu beobachten.

Indem der klardurchsichtige, vorwiegend polygonal begrenzte Quarz scharf vom dunkelgefärbten, stark pigmentierten Biotit der einstigen Zwischenmasse sich abhebt, entsteht ein ganz eigenartiges Strukturbild, das als „Bienenwabenstruktur" oder zutreffender noch nach *Salomon*[1]) als „pflasterähnliche Kontaktstruktur" zu bezeichnen ist (siehe Taf. II, Fig. 7).

Besonders auffallend wird der Gegensatz zwischen Quarz und Biotit durch die einseitige Verteilung des ferritischen Pigmentes, das ursprünglich ein Bestandteil des tonigen Bindemittels, sich jetzt in Form von Eisenglanz ausschliesslich in den neugebildeten Glimmerblättchen anreichert. Dass der bereits im Sandstein vorgebildete Quarz von einer solchen Imprägnierung frei blieb, spricht sehr für die Richtigkeit der eben geäusserten Auffassung.

Vergleicht man diese Gesteine mit ähnlichen, in der Literatur als kontaktmetamorphe Sandsteine und Grauwacken beschriebenen Vorkommnissen, so ergibt sich nach Struktur und Mineralbestand eine auffallende Übereinstimmung.

Die grundlegenden Arbeiten in dieser Richtung verdanken wir *Ch. Barrois*,[2]) der die kontaktmetamorph veränderten bretonischen, untersilurischen Skolithensandsteine von Guéméné (Morbihan) und von Rostrenen (Côtes du Nord) zum Gegenstand eingehender petrographischer Untersuchungen machte. Seine Ausführungen über die Glimmerquarzite, als die Repräsentanten der äussersten Kontaktzone der umgewandelten Sandsteine, lassen sich fast ohne weiteres auch auf die hier behandelten Kontaktsandsteine übertragen.

---

[1]) Über einige Einschlüsse metamorpher Gesteine in Tonalit. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Palaeont. Beilageband VII, 1891, S. 482 u. 483.

[2]) Mémoire sur les grès métamorphiques du massif granitique du Guéméné. Annal. Soc. géol. du Nord. Lille 1884.

Ferner erwähnen *K. v. Kraatz-Koschlau* und *v. Hackman*[1]) unter den kontaktmetamorphen Sedimenten des Elaeolithsyenits der Serra de Monchique Glimmerquarzite, die ebenfalls in ihren hauptsächlichsten Charaktermerkmalen mit den Glimmerquarziten der Gasterenkontaktzone eine völlig befriedigende Übereinstimmung aufweisen. Nach ihren Beobachtungen ist dagegen nicht Sandstein, sondern eine feinkörnige Grauwacke als das Ausgangsgestein dieser Kontaktgesteine zu betrachten.

Aus der westlichen Lausitz beschreiben *O. Herrmann* und *E. Weber*[2]) Glimmerfelse oder Glimmerquarzite, die nach ihren Angaben gleichfalls auf kontaktmetamorphem Wege aus Grauwacken hervorgegangen sind.

Die nahen chemischen und mineralischen Beziehungen zwischen Sandstein und Grauwacke machen es erklärlich, dass Glimmerquarzite durch Kontaktmetamorphose des einen wie des andern Gesteins entstehen können.

Gleichzeitig mit der Biotitbildung in der Sandsteinmasse, zum Teil schon früher, erfolgte die Zufuhr von Turmalin. Die Turmalinkörner erlangen als solche nur in vereinzelten Fällen makroskopische Sichtbarkeit; sie vereinigen sich meistens zu unregelmässig begrenzten Flecken und Adern, die durch ihre russigschwarze Farbe im Gestein leicht wahrzunehmen sind. Besonders reichlich von Turmalin durchsetzt ist der Quarzsandstein in nächster Nähe der Gletscherzunge. Die betreffende Stelle ist leider häufig von Eisblöcken bedeckt und ganz besonders von Gletscherabstürzen bedroht. Hier sind förmliche Turmalinintrusionen in den völlig glimmerfreien Sandstein erfolgt. Injektionsfältelung ist teilweise noch gut sichtbar. Andere Partien sind schwarz punktiert von zahlreich eingestreuten Turmalinkrystallen. Der Turmalin verbreitet sich auch mit Vorliebe an den Salbändern der Intrusivgänge und zeichnet dadurch diese etwas schärfer gegenüber dem Nebengestein ab. Die Turmalinanreicherung an einzelnen Stellen geschieht auf Kosten des Biotits, der mit steigendem Turmalingehalt mehr und mehr zurückgedrängt wird. Wo hauptsächlich Turmalin an Stelle des Sand-

[1]) Der Elaeolithsyenit der Serra de Monchique, seine Gang- und Kontaktgesteine. Tschermaks mineral. u. petrogr. Mitteilungen. Bd. XVI. H 3/4.

[2]) Kontakthof des Lausitzer Granits. Neues Jahrb. 1892. Bd. I, S. 533.

steinbindemittels getreten ist oder wo dieses überhaupt schon vorher fehlte, haben die Quarzkörner ihre eckig-zackige Begrenzung beibehalten; stellenweise erwecken deren eigenartige Konturen den Anschein, als wären sie durch die fluorhaltigen, mineralbildenden Agentien korrodiert worden (siehe Taf. II, Fig. 8).

Die Ausbildung der Turmalinkörner ist in der Regel eine kurz-prismatisch-hexagonale; die Begrenzungsflächen verlaufen eben oder nur wenig gekrümmt. Die Kanten sind selten scharf, sondern fast immer etwas gerundet. Allgemein kann die Beobachtung gemacht werden, dass je grösser die einzelnen Turmalinkrystalle zur Ausbildung gelangen, um so kleiner ist ihre Individuenzahl und umgekehrt. Wo der Turmalin zum vorherrschenden Bestandteil wird, liegen die Turmalinkörnchen in „fischrogenartigen" Nestern beisammen, in denen vereinzelte Quarzkörner sich eingebettet finden. Grössere Turmalinkrystalle nehmen skelettartige Ausbildung an und beherbergen kleinere, optisch anders orientierte Körner ihrer Art.

Der Pleochroismus schwankt zwischen hellgelbbraun und sepiabraun mit stärkster Absorption senkrecht zur Hauptzone.

In Bezug auf die Bildung des Minerals ist charakteristisch, dass dasselbe gegenüber dem Biotit stets seine idiomorphe Begrenzung bewahrt, diesen oft siebartig durchlöchert und somit vorher entstanden sein muss. Sofern wir den Turmalin als ein Produkt postvulkanischer Tätigkeit auffassen — die Art seines Auftretens im Gestein spricht entschieden dafür — müssen wir auch den Biotit auf gleiche Weise uns entstanden denken.

Die siebartig löcherige Ausbildung („Siebstruktur") der grössern neugebildeten Krystallindividuen, wie sie im vorliegenden Falle am Biotit und Turmalin zu beobachten ist, kennzeichnet neben der Pflasterstruktur eine charakteristische Wachstumsform einzelner Gemengteile auch in diesen kontaktmetamorphen Sandsteinen.

Als ein weiterer akzessorischer Bestandteil dieses turmalinführenden Glimmerquarzites kann ein ziemlich stark lichtbrechendes und schwach doppelbrechendes Mineral beobachtet werden, dessen rundliche farblose Körner sich ebenfalls zu kleinen Nestern zusammenschliessen. Die Lichtbrechung entspricht ungefähr der des Apatits; die Doppelbrechung erzeugt

zwischen gekreuzten Nikols eine graublaue Interferenzfarbe. Spaltrisse fehlen oder sind nur schwach angedeutet. Auch sonst sind keine Charaktermerkmale dieses Minerals hervortretend, die dessen sichere Bestimmung gestattet hätten. Möglicherweise handelt es sich um Apatit oder um Kordierit, welch letzterer ebenfalls häufig in solchen Glimmerquarziten anzutreffen ist.

Opake Körnchen von Magnetit finden sich überall eingestreut, besonders häufig in der Nähe turmalinreicher Zonen. Vereinzelt tritt, als prismatische Kryställchen in Turmalin und Biotit eingeschlossen, Zirkon auf.

Barrois[1]) trennt die Turmalinglimmerquarzite als selbständige Zone des nächstfolgenden Umwandlungsstadiums von den turmalinfreien Glimmerquarziten. Eine solche Klassifizierung gestatten die Kontaktverhältnisse am Kanderfirnabsturz nicht. Der Turmalin ist, seiner Bildungsweise entsprechend, stets unregelmässig über die ganze Zone der Glimmerquarzite verteilt; die Anreicherung an Turmalin auf besondern Zonen geschieht mehr in vertikalem als in horizontalem Sinne. Eine Grenze zwischen den beiden Glimmerquarziten zu ziehen, ist ganz unmöglich.

Kleinere Einlagerungen dichter, fast hornfelsartiger Partien zeigen im Dünnschliff das Bild wenig umgewandelter Tonmergel. Die kontaktmetamorphe Einwirkung beschränkt sich auf die Bildung ovaler Biotitschüppchen in der tonig-sericitischen Zwischenmasse. Diese erscheinen randlich chloritisiert und mit zierlichen Sagenitgeweben beladen. Der sedimentäre Charakter des Gesteins spricht noch deutlich aus einer Wechsellagerung toniger Partien mit körnigen quarzreichen Zonen.

In tieferem Horizonte tritt, infolge einer substanziellen Beeinflussung durch das granitische Magma, sowohl Plagioklas, wie Orthoklas in den Glimmerquarzit ein (Feldspatglimmerquarzitzone nach *Barrois*). Das sandsteinartige Aussehen verschwindet, Feldspat wiegt gegenüber Quarz vor. Aus dem Glimmerquarzit resultiert ein eigentlicher Injektionsgneis. Deutlich dokumentiert sich diese stoffliche Zufuhr in dem verschiedenen Verhalten des Biotits. Bisher haben wir die Be-

[1]) Annal. Soc. géol. du Nord. Lille 1884.

grenzung dieses Minerals in den Glimmerquarziten als eine ausschliesslich xenomorphe kennen gelernt, entsprechend seiner Rolle als Ausfüllmaterial. Wo dagegen das Strukturbild mehr ein aplitisch-körniges Aussehen annimmt, stellen sich neben der erstern Ausbildungsart kleinere idiomorph begrenzte Biotitblättchen ein, deren Färbung und Pleochroismus viel intensiver zum Ausdruck kommen.

Den feinlamellierten Plagioklas trübt fast stets beginnende Sericitisierung; Orthoklas hat sein frisches Aussehen bewahrt. Quarz und Feldspat begrenzen sich in rundlich gelappten Formen.

Turmalin in fleckenartigen Anhäufungen oder als winzig kleine schwarze Einzelkrystalle treffen wir auch in dieser Zone häufig an, jedoch mit abnehmender Menge gegen die tiefern Horizonte zu.

Zu erwähnen bleiben noch vereinzelte, nicht über handgrosse Gesteinspartien, deren Feldspat vollständig zu einem weissen talkigen Pulver (Kaolin?) zerfallen ist. Die Abgrenzung gegenüber dem unzersetzten Gestein ist eine deutliche. Die Ursache dieser Erscheinung blieb mir unbekannt.

D. Alter und Lagerungsform des Gasterengranites.

Aus den vorliegenden Untersuchungen lassen sich keine neuen entscheidenden Anhaltspunkte zur Sicherstellung des Alters des Gasterengranites gewinnen. Der heutige Stand der Kenntnisse der aarmassivischen Gesteine erlaubt uns nicht, eine Altersbestimmung der im Granit eingeschlossenen Schieferschollen aufzustellen. Nicht günstigere Auskunft geben uns die Kalkeinlagerungen, solange darin keine bestimmbaren Fossilien gefunden werden können. Die gleiche Bemerkung gilt auch für die Kontaktsandsteine. Die intensiven Gesteinsumwandlungen dynamischer und kontaktmetamorpher Natur machen es wenig wahrscheinlich, dass die Altersfrage des Granites einst auf diesem Wege gelöst werden kann.

Die Annahme einer primären Verrukanodecke über dem Granit, wie sie *Baltzer*[1]) und *Turnau*[2]) ihrer Altersbestimmung

[1]) Compte rendu, IX internat. geol. Congress, Wien 1904.

[2]) Mitteilungen d. Naturforsch. Gesellsch. v. Bern 1906.