Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin

Autor(en): **Gutzwiller, Emil**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **12 (1912-1913)**

Heft 1

PDF erstellt am: **22.05.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-157265

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

ECLOGÆ GEOLOGICÆ HELVETIÆ

Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin.

Von EMIL GUTZWILLER.

Vorwort.

Vorliegende Arbeit wurde angeregt durch meinen verehrten Lehrer Herrn Prof. Dr. U. GRUBENMANN, welcher seinerzeit bei Anlass einer Expertise für das Kraftwerk Verzasca die prachtvolle Injektionszone im südlichen Tessin erkannte und mir bereitwilligst zur einlässlichen Untersuchung überliess. Für die freundliche Zuteilung dieser Gneiszone zur Bearbeitung und rege Unterstützung bei der Durchführung derselben sage ich auch hier meinem Lehrer besten Dank, ebenso Fräulein Dr. L. HEZNER für manche Ratschläge und ihre Mithilfe an den chemischen Untersuchungen.

I. ALLGEMEINER TEIL

Einleitung.

In der Erforschung der Kristallinen-Schiefer ist schon längere Zeit die Erkenntnis durchgedrungen, dass dieselben wesentlich metamorphe Sedimente oder metamorphosierte Erstarrungsgesteine sind. Dazu wurden im Laufe des letzten Dezeniums immer häufiger Repräsentanten einer dritten Gruppe metamorpher Gesteine hinzugefügt, die aus der Mischung von eruptivem und sedimentärem Material hervorgehen; es sind dies die gemischten Gesteine oder **Mischgesteine**[1] (amphotere Gesteine nach A. SAUER). Da diese natur-

[1] Eine weitere Gruppe von Mischgesteinen bilden diejenigen, welche aus Mischungen von eruptivem mit eruptivem Material hervorgehen, z. B. aus der Mischung von granitischer Substanz mit einem Grabbo; dies sind gemischte Erstarrungsgesteine, aus welchen verschiedene kristalline Schiefer hervorgehen können.

gemäss stofflich weder zu den Erstarrungsgesteinen noch zu den Sedimenten zu stellen sind und sich auch genetisch von den Abkömmlingen reiner Sedimente und reiner Massengesteine unterscheiden, erscheint ihre Sonderstellung unter den kristallinen Schiefern wohl gerechtfertigt.

Mischung von eruptivem und sedimentärem Material kann stattfinden:

a) am Kontakt:

1. durch Pneumatolyse,
2. durch Injektion,
3. durch Osmose und Diffusion,
4. durch Einschmelzung;

b) durch Vermischung eines vulkanischen Tuffes mit einem Sediment. Gneise, die aus solchen Quellen herzuleiten sind, wurden z. B. von U. GRUBENMANN im Bagnestal aufgefunden und in der Arbeit *Ueber einige schweizerische Glaukophangesteine* (Festschrift zum 70. Geburtstage von H. ROSENBUSCH, 1906) beschrieben, sowie in der jüngst erschienenen Dissertation von TAD. WOJNO (43).

Vorliegende Arbeit stellt sich die Aufgabe, einen Beitrag zur Kenntnis von Mischgesteinen zu bieten, wie sie sich am Eruptivkontakt, im speziellen durch den Injektionsprozess entwickeln.

Historischer und einführender Ueberblick.

In der Entwicklung der Ideen über die Einwirkung eines erstarrenden Magmas auf das Nebengestein treten zwei besondere Anschauungen neben einander auf:

Die eine geht dahin, dass ein Magma bloss rein **physikalisch** d. h. nur infolge seiner **höhern Temperatur** auf das Nebengestein einwirke, welche Hitzewirkung sich darin äussert, dass eine molekulare Umlagerung des im Nebengestein gegebenen Stoffes statt hat. H. Rosenbusch hat bekanntlich am Kontakt des Granites von Baar-Andlau und Hohwald in seinen *Steiger-Schiefern* durch Analysen direkt nachgewiesen, dass die mineralogisch und strukturell umgewandelten Kontaktgesteine im Vergleich zum Ausgangsgestein keine stofflichen Veränderungen, keine Substanz-Additionen erfahren haben.

Nach der andern Anschauung kann ein intrudiertes Magma auch **substanziell** auf seine Umgebung einwirken, indem zunächst die demselben entweichenden Gase und Dämpfe das

umliegende Gestein imprägnieren. Dieser Prozess führt zu besondern Mineralneubildungen (Turmalin, Topas, Axinit etc.) und wird nach BUNSEN als **Pneumatolyse,** nach H. ROSENBUSCH (**37**) als **pneumatolytischer Kontakt** bezeichnet. Noch intensivere stoffliche Additionen finden statt, wenn das Magma selbst auf Gängen und Spalten, parallel den Schieferungs- und Klüftungsflächen in das umgebende Gestein eindringt, aus welchen Vorgängen die **Injektionsgesteine** resultieren. Auch gegenseitiger Stoffaustausch kommt vor und zwar auf dem Wege der **Osmose** und **Diffusion,** indem einerseits vom Magma aus Substanzen in das Nebengestein entweichen und andererseits dieses von der Umgebung solche aufnimmt. Schliesslich können aber auch Teile des Nebengesteins als mitgerissene Trümmer vom Magma völlig aufgenommen und resorbiert werden, wodurch die **Einschmelzgesteine** entstehen.

Vielfache neuere Beobachtungen aus den verschiedensten Gebieten der kristallinen Schiefer scheinen die Ansicht von einer mehr oder weniger intensiven stofflichen Beeinflussung des Nebengesteins durch das Eruptivgestein zu stützen und machen es wahrscheinlich, dass diesen substanziellen Additionen eine grössere Bedeutung zukommt, als den bloss physikalisch bedingten Umwandlungen des Kontaktes.

Es war besonders die französische Schule, welche dem gasigen Inhalt des glutflüssigen Magmas frühzeitig einen wesentlichen Einfluss auf das umgebende Gestein zugeschrieben hat. Elie de Beaumont, M. Delesse, Fournet, Charles Barrois dürfen geradezu als Vorkämpfer der Pneumatolyse und der damit verbundenen **pneumatolytischen Injektion** gelten.

Durch die synthetischen Versuche von M. DAUBRÉE (**12**) über die Mineralbildungen wurde die mineralisierende Kraft der vulkanischen Gase erkannt und ihre enorme Wichtigkeit für die Metamorphose festgelegt. Nach ihm ist die innere Erdwärme die erste Ursache der metamorphosierenden Prozesse; dazu gesellen sich aber die Wirkungen der vulkanischen Dämpfe, der « agents minéralisateurs », wie Cl-, F-, B-haltige und andere Gase; die grösste Rolle jedoch ist nach Daubrée den überhitzten Wasserdämpfen zuzuschreiben, welche weniger durch ihre Masse, als hauptsächlich infolge ihrer höheren Temperatur wirksam werden: « la température est venue lui donner le pouvoir de réagir ».

Ebenso sprechen auch A. DE LAPPARENT (**24**) und A. LACROIX jenen Mineralisatoren eine hohe Bedeutung zu. Letzterer hat

durch zahlreiche Beobachtungen an den Eruptionen des Vesuv, des Aetna, des Puy de Dôme und der Montagne Pelée unsere Kenntnis über die vulkanischen Exhalationen und der Fumarolentätigkeit bedeutend erweitert.

Durch die Einwirkung der aus dem Erdinnern nach aussen entweichenden, heissen, besonders SiO_2- und Alkali-haltigen Gase auf klastische Sedimente liess Ami Boué (12) schon 1822 kristalline Schiefer und Gneise hervorgehen. Ebenso sollten nach Leop. v. Buch silurische Sandsteine und Tone durch gasförmige Feldspatinjektionen, die parallel den Schieferungsflächen ihren Weg nahmen, in Gneise umgewandelt worden sein ; auch Ch. Barrois (45) kam dazu, den Gneis als einen durch Injektion feldspatisierten Glimmerschiefer aufzufassen.

Nach D. Dana (17) (1843) wurden die Sedimente von SiO_2 und Magnesia-Dämpfen injiziert und nach Forchhammer (1844) auch von Alkali-haltigen Substanzen.

P. Termier (13) möchte den stofflichen Additionen, welche von den Magmaherden aus erfolgen, ebenfalls höhere Bedeutung beilegen, indem er eine Substanzzufuhr von unten durch *coulonnes filtrantes* vermutet ; nur unter dieser Annahme ist ihm der hohe Alkali- und Magnesiagehalt mancher Sedimente verständlich.

L. Duparc (14) hebt bezüglich der Injektion in seinen Studien über den Mont-Blanc das Vorkommen von Fluor- und Bor Mineralien und die Flüssigkeitseinschlüsse des Quarzes hervor und bezeichnet den Muscovit, Turmalin, Feldspat und Quarz als injizierte Mineralien ; ferner lenkt er die Aufmerksamkeit auf einen injizierten, gebänderten Amphibolit, der eine seltsame Mineralassoziation (Quarz und Amphibol) und einen eigenartigen Chemismus (hoher Kieselsäure-, Kalk- und Magnesia-Gehalt neben Armut an Alkalien) besitzt.

Selbst die Annahme einer direkten **magmatischen** Beeinflussung des Nebengesteins durch das Eruptivgestein ist schon sehr alt, ja so alt, wie die Erkenntnis von der eruptiven Natur des Granits. James Hutton (12) nämlich, der im Gegensatz zur Werner'schen Schule, anno 1785 zuerst die magmatische Herkunft des Granits erkannte, machte in seinen heimatlichen Bergen die Beobachtung, dass aplitische Adern das umgebende Gestein durchsetzen ; sie müssen also in dasselbe eingedrungen sein und legen somit Zeugnis ab von einer stattgehabten Injektion granitischer Substanz in feurig-flüssigem Zustande.

B. Studer (39) nimmt einerseits reine SiO_2-, andererseits aber auch Feldspatinjektion an ; er hatte ausserdem in den

Alpen und besonders an den Aiguilles rouges beobachtet, wie zahlreiche *euritische* Gänge in den Gneis und andere kristalline Schiefer eingedrungen sind.

Auf dem engern deutschen Boden war J. LEHMANN (**25**) der erste und zu seiner Zeit vereinzelte Anhänger dieser Injektions- und Penetrationstheorie. Nach ihm haben im sächsischen Granulitgebirge grossartige granitische *Imprägnationen* in die Glimmerschiefer stattgefunden. Er stellt die sog. granitischen Gänge und pegmatitischen Ausscheidungen in aller ihrer Mannigfaltigkeit bis herab zu den Quarzknauern in direkte Beziehung zu den eruptiven Graniten und betrachtet sie als eine eigene Erscheinungsform des granitischen Magmas. Es scheint ihm eine bis ins Mikroskopische gehende Injektion der Schiefer mit granitischem Stoffe denkbar, und die Gesteinsvarietäten, welche er als *Gneisglimmerschiefer* zusammenfasst, sind seiner Ansicht nach hervorgegangen aus der Addition von *Granit zu zweiglimmerigem Glimmerschiefer*.

Eine ähnliche Durchdringung der Gesteine nach den Flächen kleinsten Widerstandes, nach Capillaren und Spalten erfolgt nach MICHEL LEVY (**23**) durch ein *magma granulitique ;* er betrachtet besonders den Muscovit (Turmalin), Albit und Mikroklin (**44**), welche Mineralien zum Teil in grossen Linsen in den Gesteinen erscheinen, als Produkte dieser *injection de granulite*.

A. LACROIX's (**23**) ausgedehnte Untersuchungen über die Kontakterscheinungen in der Umgebung des Granits der Pyrenäen lehren, dass die Kontaktgesteine in ihrer Substanz chemisch gewissermassen zwischen dem Sediment und dem Erstarrungsgestein stehen, eine Auffassung, welche auch schon Michel Levy geteilt hat.

Mischungen zwischen einem eruptivem Herde und seiner Umgebung finden nach W. C. BRÖGGER (**26**) und JOHNSTON LAVIS auch durch **Diffusion** und **Osmose** statt, indem zwischen dem Nebengestein und dem Magma gegenseitig Substanzen ausgetauscht werden, welcher stoffliche Austausch schliesslich in völlige Assimilation übergehen kann. Neuerdings haben ALFR. BERGEAT (**6**) aus Mexico und E. BERGEAT (**7**) aus dem Banat typische Beispiele für rein osmotische Vorgänge innerhalb Kontaktzonen beschrieben.

DUROCHER (**17**) (1846) hielt dafür, dass eruptive Massen direkt aus der Tiefe intensive stoffliche Veränderungen hervorbringen und sogar überliegende Gesteine in einem *Granitbade* zu erweichen vermögen ; damit dürfte schon zu einer

relativ frühen Zeit die Möglichkeit der **Einschmelzung**, wenn doch nicht ausgesprochen, so doch vorgeahnt oder angedeutet worden sein.

Anno 1857 äusserte zuerst INKES BROWN (**17**) den Gedanken, dass saure Magmen basische Gesteine oder Kalke direkt einschmelzen können, wodurch sie selbst basischer werden. Ganz analog ist nach A. LACROIX (**23**) gewöhnlicher Granit der Pyrenäen, welcher den Kalk durchbrochen hat, durch Resorption desselben stark basischer geworden und in Hornblendegranit, Diorit und Grabbo übergegangen. Ferner beschreibt A. HARKER (**34**) Erscheinungen einer stofflichen Mischung zwischen Granit und Grabbo von der Insel Skye, besonders von den Bergen Marsco und Glamaig, wobei sich aus den beiden Massen Granit und Grabbo ein hybrides Mischgestein entwickelt hat.

Im Gegensatz zu I. BROWN vertrat A. DALY (**11**) die Ansicht, dass das basaltische Magma, — von ihm als das ursprüngliche betrachtet, — saurer geworden sei durch Einschmelzen von Sandstein, auf welche Weise Granite entstehen sollten. E. STECHER (**38**) hat nachgewiesen, dass Diabase durch Einschmelzen von Quarz saurer geworden sind.

Bei den Beobachtungen im Terrain wird es oft schwer, die verschiedenen Grade der stofflichen Beeinflussung des Nebengesteins durch ein erstarrendes Magma auseinander zu halten, ja häufig ist es unmöglich, strikte zu sagen, was auf **Pneumatolyse**, was auf **Injektion** und was auf **Einschmelzung** beruht, indem in der Mehrzahl der Fälle diese Vorgänge innig **mit einander verknüpft** sind und in einander verfliessen.

Innerhalb solcher Mischgesteinsgebiete pflegt die **Injektionszone** die ausgeprägteste Eigenart und den bedeutendsten Umfang zu haben, und ihrer Untersuchung wird die folgende Arbeit wesentlich gewidmet sein.

In jüngster Zeit sind in rascher Folge eine ganze Reihe von **Injektionsgebieten** bekannt geworden :

Wohl in erster Linie muss das südwestliche **Finnland** erwähnt werden, wo nach J. J. SEDERHOLM (**35**) ausgedehnte Komplexe archäischer Sedimente eine intensive Stoffzufuhr und eine Durchaderung durch Granite erfahren haben, ja von diesem eruptiven Material auch eingeschlossen und eingeschmolzen worden sind. Seine *Arterite* sind zum Teil stark verfaltet, was nach Sederholm mit dem Eindringen des Granits in Verbindung zu stehen scheint ; jedenfalls hat nach seiner Auffassung die Faltung vor der vollständigen Starrheit des Granits stattgefunden, da dieser keine Druck-

schieferung und überhaupt keine kataklastischen Erscheinungen zeigt. SEDERHOLM hebt mit Nachdruck hervor, dass die Struktur der hellen Gesteinsadern im allgemeinen eine wenig typische sei und sagt wörtlich: « Ueberhaupt liefert die mikroskopische Untersuchung der Adergneise nur wenig Material für die gegebene Deutung ihrer Entstehung; wenn man aber Gelegenheit hat, in der Natur diese in grossartigem Massstabe auftretenden Erscheinungen zu studieren, dürften sie auf jeden unbefangenen Beobachter denselben Eindruck machen. »

Nach VAN HISE (19) findet besonders in der Tiefe, in seiner *zone of anamorphism* magmatische Injektion statt, während sie in seiner obersten Zone, *zone of katamorphism* viel geringer ist; ausserdem scheinen saure Magmen ausgedehntere Veränderungen hervorzurufen als basische. Um die Granitstöcke des Massivs der **Black Hills** sind meist grobgebänderte Injektionsgneise entwickelt. In nächster Umgebung der eruptiven Herde finden sich in den Schiefern Quarz-Feldspatgänge, während weiter weg von diesen nur noch kleinere pegmatitische Adern zur Entwicklung gelangt sind; schliesslich verschwindet in diesen der Feldspat, sodass die äussersten Injektionsadern blos aus Quarz bestehen.

M. REINHARD (29) führt den ausgeprägt pegmatitischen Charakter der Flaser- und Augengneise des Coziagneiszuges der **rumänischen Karpathen** auf aplitische Injektionen und Durchtränkung mit pneumatolytischen Substanzen zurück.

Aus dem **Erzgebirge** erwähnt zunächst R. BECK (4) Injektionsgneise; es sind die bei Olbernhau so verbreiteten *Flammengneise*. Des weitern sind aus dem Erzgebirge durch C. GÄBERT (16) Injektionserscheinungen bekannt geworden. Nach ihm treten im Freiberger Gneis zahlreiche Pegmatite und Aplite, sowie auch mächtige Quarzanhäufungen auf, welche als die sauersten Ausläufer der *Gneiseruption* erscheinen und welche zum Teil die umliegenden Gesteine injiziert haben. So ist nach ihm der *Metzendorfer Glimmertrapp* von zahlreichen, dünnlagenförmigen Injektionsbändern, von *Gneislagen* durchsetzt; er ist ein Mischgestein, ein Hornfels, der eine *Gneisinjektion* erfahren hat.

Am Kontakte des Hornblendegranits von Erlenbach im **Odenwald** mit den Schiefern ist nach C. CHELIUS (10) der Hornblendegranit glimmerreicher, der Schiefer zu Hornfels geworden; zwischen beiden steht ein Mischgestein, ein von vielem *Schiefermaterial durchsetzter Granit*. Ferner beschreibt C. CHELIUS (9) aus dem Odenwald Granitinjektionen in einen Diorit, wobei er den Hornblendegehalt des Granits, welcher sonst frei von Amphibol ist, auf Resorption von Dioritsub-

stanz durch das Granitmagma zurückführt. B. BAUMGÄRTEL (2) hat beobachtet, wie von Quarzadern durchzogene Fruchtschiefer in der Nähe dieser Adern grobkörnig geworden sind, und er hält aus diesem Grunde wohl mit Recht die Quarzeinschaltungen für saure Injektionen des in der Nachbarschaft vorhandenen Granits.

Aus dem **Spessart** gibt G. KLEMM (20, 21) Kenntnis von Injektionserscheinungen. Er hält die komplizierten Falten und Windungen, welche die granitischen Gänge oftmals in den Schiefern und den ältesten Graniten des Spessarts zeigen, nicht nur für eine Faltung nach der Verfestigung jener Gesteine, sondern für Falten, welche gleichzeitig mit der Injektion des granitischen Magmas entstanden oder doch wenigstens noch vor seiner völligen Verfestigung; daher möchte Klemm annehmen, dass die Schiefermasse bei der Injektion des Granits sich in einem plastischen Zustande befand.

Von H. PHILIPP (28) sind aus dem südlichen **Schwarzwald** interessante Beobachtungen über aplitische Injektionsgneise und Mischgesteine gemacht worden, die teils regelmässig und parallel gebändert sind, aber auch unregelmässig durchadert werden, je nach der Textur des Gesteins, das injiziert wurde. Er vergleicht sie mit den Rench- und Schappachgneisen und seitdem sind auch diese von O. WILCKENS (42) zum Teil als Injektionsgneise gedeutet worden. Auch am Rhein bei Laufenburg wurden durch die in letzten Jahren erfolgten Sprengungen für die Kraftanlage schöne pegmatitische Injektionen im *Schwarzwaldgneis* aufgedeckt (s. auch Lit. Nr. 8 und 27).

Aus unsern **Alpen** sind in letzterer Zeit mehrere Injektionszonen bekannt geworden, so am Piz Giuf durch F. WEBER (42); die jener Arbeit beigefügten Photographien geben eine deutliche Vorstellung von der intensiven Durchdringung der Schiefer und Syenite durch aplitische Adern. Auch von O. FISCHER (15) wurden in der Umgebung des Sustenhorns wiederholt Injektionserscheinungen wahrgenommen. Wie L. DUPARC am Mont-Blanc, spricht auch er hier von einem *Injektionsamphibolit* (= injizierter Amphibolit). Ebenso fasst O. ZÜST (45) den gebänderten Amphibolit vom Furclettapass im Unterengadin als ein *Injektionsprodukt*, als einen granitaplitisch injizierten *Amphibolitschiefer* auf; in seiner Nähe sind auch prächtige Pegmatitgänge zur Entwicklung gelangt.

P. WAINDZIOK (41) betrachtet den Guspis-, Sorescia- und zum Teil auch den Gurschengneis des Gotthards als Injektionsgneis; er hält die groben, streifenförmigen Quarzaggregate für *injizierte Massen* und glaubt auch aus der Analyse auf eine aplitische Injektion schliessen zu dürfen.

Im Unterengadin wurde rechtsseitig des Inn in der Umgebung von Tarasp von U. GRUBENMANN (18) eine grössere Injektionszone erkannt, ebenso mehrere Zonen von Injektionsgneisen von E. ARGAND (1) am Massive der Dent Blanche innerhalb des Komplexes des Arollagneises. Aus dem Gebiet des Gasterengranits beschreibt E. TRUNINGER (40) vom Kanderfirnabsturz vielfache Kontakterscheinungen neben aplitischen und pegmatitischen Injektionen. Nach W. STAUB (37) scheint auch der Erstfeldgneis zum grössten Teil eine solcher Mischgneis zu sein.

Vor mehreren Jahren wurde ich mit einer ausgeprägten Injektionszone im Kanton Tessin genauer bekannt, über welche indessen G. KLEMM (22) schon Angaben über *granitische Injektionen* und Entwicklung von Mischgesteinszonen veröffentlicht hat.

Aus diesem historischen Ueberblick ist zu entnehmen, dass schon vielseitige Untersuchungen über Injektionserscheinungen vorliegen; doch sind solche hauptsächlich nur makroskopisch angestellt worden; über die mikroskopischen Verhältnisse äussern sich beispielsweise J. J. SEDERHOLM (35) und E. ARGAND (1) dahin, dass nichts Charakterisches zu erkennen sei. Jedoch heben J. J. SEDERHOLM (35), A. LACROIX (23) und M. REINHARD (29) hervor, dass gegen die Kontaktzonen hin Myrmekite sich ansammeln.

An Hand der Beschreibung der südlichen Gneiszone des Tessiner Massivs soll nun versucht werden, makroskopisch sowie mikroskopisch einen weiteren Beitrag zur Kenntnis der Injektionsgneise zu geben.

II. SPEZIELLER TEIL

Südliche Gneiszone des Tessiner Massivs.

A. Geologisches.

Durchquert man das Tessinermassiv längs den Tälern des Tessins, der Verzasca und der Maggia, so lässt sich ein grosser Unterschied in den petrographischen Bestandmassen des erstern gegenüber denjenigen der beiden letztern erkennen. Während das Haupttal von Faido bis nach Castione vorherrschend aus einheitlichem, schwachschiefrigem, etwas

porphyrartigem Granitgneis (Chiggiogna-Biasca) und aus saurem, deutlich schiefrigem Orthogneis (Osogna-Claro) besteht, herrschen im Verzasca- und im Maggiatal, hauptsächlich in deren südlichen Teilen, ausgeprägt **gebänderte Gneise**, welche im Tessintal, in der Umgebung von Bellinzona, nur auf die kleine Strecke zwischen S. Crocifisso und Pedevilla beschränkt sind. Infolge der auffallenden Differenz gegenüber den nördlich davon gelegenen *Orthogneisen* sowie den südlich sich anschliessenden *Schiefern des Seegebirges* und ihres höchst eigenartigen, individuellen Charakters scheinen diese gebänderten Gneise besondere Bildungen zu sein und sollen daher hier zu einer besondern Zone, der **südlichsten Gneiszone des Tessinermassivs** zusammengefasst werden.

Diese südlichste Grenzzone des Tessinermassivs dehnt sich von Bellinzona nach Westen über den untern Teil des Verzascatales gegen Locarno hin aus, erstreckt sich bis ins Centovalli und schliesst das Pedemonte, das Val Onsernone und den grössten Teil des Maggiatales in sich. Sie ist infolge des ausgedehnten Steinbruchbetriebes (Umgebung von Bellinzona und Locarno) und durch den Tunnel- (elektrisches Kraftwerk Verzasca) und Eisenbahnbau (Maggiatal) prachtvoll aufgeschlossen.

Die Gneise sind innerhalb dieses Komplexes durchwegs steil aufgerichtet, stehen öfters ganz senkrecht und **streichen** im grossen und ganzen Ost-West; nur bei Lavertezzo im Verzascatal und bei Moghenio im Maggiatal streichen sie auf kurze Strecken parallel der Talrichtung, wie dies auch aus der Kartenskizze von F. Rolle (**33**) deutlich zu ersehen ist.

Der Hauptbestandteil dieser Zone wird von hochkristallinen, sauren **Lagen- und Adergneisen** gebildet; es sind vorherrschend Biotitgneise; auch treten Zweiglimmergneise und Hornblende führende Biotitgneise auf. Sie wechsellagern hin und wieder mit dunklern, ihrem ganzen Habitus nach sedimentären Gneisen und Schiefern, welche ihrerseits oft stark variieren, was für Paragesteine bezeichnend ist. Ferner erscheinen untergeordnet amphibolitische Einlagerungen, sowie Stöcke von Amphiboliten, Granatamphiboliten und Peridotiten[1] (nördlich oberhalb Gordola) einerseits und sauren Orthogneisen (Verzasca- und Maggiatal) andererseits, und am südlichen Rande streichen von Castione und Bellinzona her Marmorzüge über Contra und Rocca bella nach Ascona hin durch.

[1] Sie sind schon in der geolog. Karte der Schweiz von 1894 (1 : 500 000) als Fortsetzung der Zone der pietre verdi aufgefasst.

Der Hauptcharakter und die besondere Eigenart dieser Zone wird aber vor allem dadurch bedingt, dass die Gneise des ganzen Komplexes — vorherrschend parallel der Schieferung — von mächtigen **Pegmatitgängen** und unzähligen **Aplitadern** durchzogen sind ; diese salischen Intrusionen entwickeln sich auch wurzelartig, verzweigen sich und dringen in feinern und feinsten Aederchen zwischen die Glimmerlagen ein, sodass eine innige Vermischung und Verwebung mit dem Gestein statt hat. Ja, es will scheinen, dass sämtliche hellen Adern und Lagen dieser gebänderten Gneise nichts anderes sind, als kleinere und feinste Pegmatit- und Aplitäste und -Trümmer, und man wird zu der Annahme gedrängt, dass ehemalige sedimentäre Gneise und Schiefer eine starke, saure Injektion erfahren haben. Aus diesen allgemeinen geologischen Erscheinungen erwächst bei einem aufmerksamen Begehen des Terrains der Eindruck, dass in dieser südlichen Gneiszone des Tessinermassivs eine ausgeprägte **Injektionszone** vorliegt.

Infolge der intensiven Durchaderung und Vermengung der verschiedensten Schiefer mit aplitisch-pegmatitischem Material sind eine grosse Menge von **Gesteinstypen** geschaffen worden, die zum grössten Teil schon am Handstück deutlich als gemischte Gesteine erscheinen, zum kleinern Teil etwa aber auch ganz einheitlich aussehen, jedoch im geologischen Verbande doch als Mischungen erkannt werden können, indem nämlich vom dunkelsten bis zum hellsten Gneis alle möglichen Zwischenstufen sich auffinden lassen.

B. Pegmatit-, Aplit- und Quarzgänge.

Da augenscheinlich von den Pegmatit- und Aplitgängen aus helle Lagen und Adern in die Gneise eindringen, wodurch eben der besondere Gesteinscharakter dieser Zone bedingt wird, so sollen dieselben zuerst beschrieben werden.

Wohl der grösste **Pegmatitgang** dieser Injektionszone findet sich nordwestlich oberhalb Sementina, in Gestalt eines etwa 10 m mächtigen Muscovitpegmatitganges, welcher von der dortigen Keramikfabrik ausgebeutet wird. In ihm treten ziemlich häufig gröbere und feinere, oft ganz zierliche schriftgranitische Partien auf. Neben den Hauptgemengteilen Quarz-Feldspat führt er reichlich grossblättrigen Muscovit und fast ebenso zahlreich braune Granaten, die in ihren Durchmessern von einigen Millimetern bis zu 3 cm variieren und kristallographisch meist sehr gut als (**211**) entwickelt sind.

Mächtige Muscovitpegmatitgänge kommen ferner an den beiden Wegen, die von Locarno nach der Madonna del Sasso hinaufführen, zum Vorschein, sowie im Steinbruch von Losone. Im mittleren und obern Teile des Centovalli liegen grosse Schuttmassen von Pegmatiten an der Strasse und werden dort zur Beschotterung verwendet.

Bis $^1/_2$ und 1 m mächtige Pegmatitgänge werden angetroffen in den Steinbrüchen von St. Paolo bei Arbedo, an der Tessinbrücke bei Bellinzona, an der Strasse von dort nach Locarno (Progero, Gudo, Cugnasco, Reazzino), ferner bei Intragna, bei Auressio im Val Onsernone, sowie längs der ganzen Maggiatalbahnlinie.

Die **Feldspäte** der Pegmatitgänge sind fast durchweg weiss; ganz vereinzelt sind sie schwach gelblich bis schön rosarot gefärbt. Karlsbaderzwillinge wurden nirgends aufgefunden, und nur auf wenigen Spaltflächen konnte teils mit freiem Auge, teils mit der Lupe eine feine albitische Zwillingslamellierung wahrgenommen werden, was zunächst einen vielleicht sauren Plagioklas vermuten liess. Jedoch sind Spaltflächen mit dieser polysynthetischen Zwillingsstreifung relativ spärlich bis ganz selten. Mikroskopisch hat es sich erwiesen, dass die herrschenden Feldspäte der Pegmatitgänge **Orthoklas** und **Mikroklin** sind, welch' letzterer verschwommene Gitterstruktur zeigt. Ein grosser, reiner, nicht verzwillingter Feldspat aus einem Pegmatit von Locco ergab als spez. Gewicht $s = 2{,}557$, was mit einem Kalifeldspat im Einklang steht.

Die Analyse eines polysynthetisch verzwillingten **Plagioklases** aus einem Pegmatitgang von Sementina ergab:

HF Aufschluss

SiO_2	58,78 (diff.)	K_2O	1,46
Al_2O_3	25,35	Na_2O	6,62
Fl_2O_3	0,48	H_2O I.	0,28
CaO	6,38	H_2O II.	0,65

Daraus berechnet sich ein von Kalifeldspat durchsetzter **Andesin**:

$$\left.\begin{array}{llll} 1\,K_2 & Al_2 & Si_6 & O_{16} \\ 7\,Na_2 & Al_2 & Si_6 & O_{16} \\ 7\,Ca & Al_2 & Si_2 & O_8 \end{array}\right\} \text{ mit einem Rest von } 1\,Al_2O_3,$$

für einen Plagioklas eines Pegmatitganges ein etwas unerwartetes Resultat. Von einem andern ziemlich grossen Plagioklas mit albitischer Lamellierung ergab die Bestimmung des spez. Gew. $s = 2{,}6146$, welche Zahl auf einen **Albit**

schliessen lässt. Demnach dürften die Plagioklase dieser Pegmatitgänge innerhalb relativ grosser chemischer Intervalle schwanken. Fr. Reinhold (31) hat in den Pegmatit- und Aplitadern, welche die Schiefer des Donau-Moldaugebietes durchdringen, ebenfalls sehr verschiedene Plagioklase nachgewiesen.

Die meisten Pegmatitgänge sind **Muscovit**pegmatite, in welchen der Kaliglimmer ziemlich reichlich vorhanden und dann regelmässig verteilt ist ; er tritt teils in breiten Blättern und niedern Tafeln, aber auch in 1—2 cm hohen Säulen auf.

Häufig sind auch **Zweiglimmer**pegmatite, in welchen zwar nur relativ wenige, dafür aber 6—8 cm^2 grosse Biotit- und Muscovitplatten auftreten.

Mancherorts gibt es auch reine **Biotit**pegmatite, deren dunkler Glimmer randlich etwa eine grünliche Farbe annimmt, was vielleicht Chloritisierung desselben anzeigt. Hie und da treten in den Biotitpegmatiten grossblättrige, knollenartige Biotitaggregate auf, die wie Concretionen aussehen, oder der dunkle Glimmer erscheint etwa auch zwischen den Quarz-Feldspatmassen in Streifen und Häuten zwischengelagert, was den Eindruck macht, als ob er ursprünglich nicht zum Pegmatitgang gehörte, sondern von eingeklemmten Fetzen des Nebengesteins herstamme.

Als allgemeinverbreiteter Uebergemengteil dieser Pegmatitgänge tritt schwarzer **Turmalin** auf, der sich lokal so stark anhäufen kann, dass eigentliche Turmalinfelse entstehen, wie beim ersten kleinen Eisenbahntunnel zwischen Solduno und Ponte Brolla. Als weiterer Uebergemengteil wurde schon früher **Granat** erwähnt im grössten Pegmatitgang von Sementina; derselbe braune Granat wurde auch in einem gleichen Gange an der Strasse zwischen Ascona und Ronco aufgefunden. In einem Biotitpegmatit des Steinbruchs bei Madonna del Sasso konnten ferner bis 1 cm lange Säulchen von gelblichweissen **Beryll**kristallen entdeckt werden.

Die **Textur** der Pegmatitgänge ist durchweg massig. Die **Struktur** derselben wird durch eine im grossen und ganzen durchgehends xenomorphe Ausbildung der Hauptgemengteile bedingt, indem die Quarz- und Feldspatkörner sich gegenseitig unregelmässig begrenzen, zum Teil einander durchdringen, und oft erscheinen die Spaltflächen der Feldspäte von Quarzkörnchen und -Stengeln durchbrochen.

Je mehr die Pegmatitgänge in ihrer Mächtigkeit abnehmen, um so kleinkörniger und um so aplitähnlicher werden sie im

allgemeinen. Gänge und Adern von ein oder mehreren Zentimetern Mächtigkeit gleichen vollkommen **Apliten**; das nämliche gilt von den feinen Zwischenlagen, die von den Pegmatitgängen in die Gneise ausstrahlen.

In einem Aplit vom Steinbruch bei Madonna del Sasso wurde als accessorischer Gemengteil fein verteilter **Pyrit** und an verschiedenen andern Orten rote, im Durchmesser 1—2 mm messende **Granaten** aufgefunden.

In diesen klein- bis feinkörnigen Aplitgängen treten öfters wieder vereinzelt grössere Feldspatkristalle auf, wodurch einerseits Uebergänge zu Pegmatiten sich entwickeln, andererseits ein augenartiges Anschwellen der dünnen Lagen verursacht wird; dabei ist bemerkenswert, dass solche Feldspataugen meistens nur aus einem einzigen Individium bestehen, wie ihre einheitlichen Spaltflächen erkennen lassen.

Tatsächlich sind die **Uebergänge** zwischen Pegmatit und Aplit verbreiteter als gleichmässig körnige Aplite. Eigentlich ist zwischen diesen beiden Typen keine Grenze zu konstatieren, sondern vielmehr ein continuirlicher Uebergang vorhanden, dessen einheitlich feinkörniges Extrem am seltesten vorkommt. In solchen **aplitischen-pegmatitischen Gängen** aus der Nähe der Tessinbrücke bei Bellinzona treten 3—5 mm^3 grosse hellbraune **Titanit**kristalle auf, welche zum Teil kristallographisch scharf begrenzt sind und die *Briefkouvertform* deutlich erkennen lassen.

Aber auch in den relativen Mengenverhältnissen ihrer Hauptkomponenten weisen die aplitischen-pegmatitischen Adern und Gänge Verschiedenheiten auf. Die einen setzen sich aus ungefähr den gleichen Mengen von Quarz und Feldspat zusammen, verlaufen meist regelmässig und schnurgerade; bei andern herrscht der Feldspat vor, und diese neigen gern zu flasriger Ausbildung (s. l. c. Nr. 5, Fig. 11, p. 43). Dann treten aber auch feldspatarme Gänge auf, die der Hauptsache nach aus Quarz bestehen; nur einzelne, xenomorphe Feldspatindividuen liegen in ihnen. Diese Feldspat führenden Quarzgänge sind teils grobkörnig und dann mit den Pegmatiten verbunden, teils feinkörnig und mit Apliten im Zusammenhang. Durch gänzlichen Ausfall der Feldspäte resultieren aus ihnen reine **Quarzadern**, die das Gestein teils mit scharfer Abgrenzung durchziehen, sich aber auch verzweigen und wurzelartig verlieren.

Schliesslich kann in ein und demselben aplitischen-pegmatitischen Gange eine Sonderung der Komponenten auftreten, dergestalt, dass Quarzstreifen und Feldspatstreifen entstehen,

eine Strecke weit neben einander fortlaufen und sich wieder in einander verpflechten, sodass man sich fragen könnte, ob ein solcher Gang als gemischter oder als einheitlicher aufzufassen sei.

Bei den meisten salischen Gängen und Adern fällt also besonders ihre variable Zusammensetzung und die unregelmässige Ausbildung ihrer Hauptkomponenten auf: alles Erscheinungen, welche im weitesten Sinne eben nur der Ausdruck des *Pegmatit-Charakters* sind.

Sind schon makroskopisch inbezug auf die Korngrösse zwischen den Pegmatit- und Aplitgängen alle Uebergänge erkennbar, so zeigt sich auch **mikroskopisch**, dass in mineralogischer und struktureller Beziehung zwischen diesen beiden Typen die Unterschiede sich vielfach verwischen.

Betreffs des Mineralbestandes der **Aplite**, speziell ihrer Feldspäte, sei auf das bei den Pegmatiten Gesagte verwiesen. Es mag nur noch hervorgehoben werden, dass bei den einen die Kali- und Kalknatron-Feldspäte gleichmässig vertreten sind, bei andern die Plagioklase vorherrschen und wiederum bei andern nur Mikrokline auftreten; somit besteht auch eine Regellosigkeit in der Verteilung dieser Mineralien.

Die **Struktur** der Aplite ist in einzelnen Fällen mehr oder weniger panidiomorphkörnig, freilich verbunden mit etwelcher gegenseitiger Durchdringung der Komponenten; vielfach weisen sie aber auch zahlreiche myrmekitische und mikropegmatitische Verwachsungen zwischen den Feldspäten und Quarz auf, welch' erstere oft zapfenartig im Orthoklas und Mikroklin sitzen, kranzartig die grössern Körner umgeben oder auch nesterartig zusammengehäuft sind. In Verbindung mit gegenseitiger Durchdringung der nicht myrmekitischen und eutektischen Quarze und Feldspäte wird die Struktur eine ganz pegmatitische; solche Aplite sind dann eigentlich nur *feinkörnige Pegmatite*. Dabei erscheint der Quarz in unregelmässiger Gestalt; seine einzelnen Individuen sind in hohem Masse in einander verzahnt und treppenartig verkeilt und lassen oft eine lineare Entwicklung und streifenartige Anordnung erkennen.

Die nämliche **Struktur** weist der **Quarz** in den Pegmatiten, in den Feldspat führenden Quarzgängen, sowie in den reinen Quarzadern auf. Er löscht fast durchwegs undulös aus und zeigt ausgeprägte Felderteilung, welche Erscheinungen mechanische Deformationen verraten. Auch treten hin und wieder in den Schliffen der Aplite gebogene und gebrochene Plagio-

klase auf und an einem Handstück eines grobkörnigen Feldspat führenden Quarzganges zeigt der Quarz eine deutliche Drucklamellierung. Allein, trotzdem deutliche Spuren von mechanischer Beeinflussung vorhanden sind, kann dieses verworren streifige und verzahnte Gefüge des Quarzes doch nicht als das Produkt von Kataklase betrachtet werden, um so weniger, als es auch da erscheint, wo nur geringe undulöse Auslöschung und fast keine Felderteilung vorhanden ist. Es dürfte vielmehr die Strukturform des pneumatolytisch-pegmatitischen Quarzes sein.

C. Texturen der Injektionsgneise.

Durch die mehr oder weniger intensive Injektion, welche sedimentäre Gesteine erfahren haben, sowie durch deren ursprüngliches Gefüge wurde eine grosse Zahl von **texturellen Gesteinstypen** geschaffen, deren prägnanteste hier herausgegriffen werden sollen. Wenn auch zwischen einzelnen Haupttypen im grossen und ganzen eine gewisse Aehnlichkeit besteht, (insofern die meisten den Habitus von Mischgesteinen besitzen), so tritt doch oft im kleinen, selbst innerhalb eines einzigen Typus, eine so grosse Variabilität auf, dass eigentlich kein Handstück gleich dem andern ist.

Lagen- oder **Bändergneise** sind die weitaus herrschende Abart der Injektionsgneise. Es sind Biotit- oder Zweiglimmergneise, bei welchen helle, *aplitische* Lagen, die mehr oder weniger scharf parallel verlaufen, abwechseln mit dunklen, glimmerreichen. Die letztern sind meist sehr dünn, sogar blattartig, während die sauren Lagen von einigen Millimetern bis zu 2—3 cm mächtig sein können. Bald sind die hellen Lagen mehr oder weniger regelmässig, annähernd gleich breit, bald wechseln dickere und dünnere helle Lagen unregelmässig mit einander ab.

Längs- und Querbruch dieser Gesteine sind einander ziemlich gleich und zwar hell und dunkel gestreift, wobei die Begrenzungslinien der Streifen nicht schnurgerade verlaufen, sondern wie von *zitternder Hand* gezogen erscheinen. Der Hauptbruch ist mehr einheitlich und natürlich dunkler, indem auf ihm die Glimmerblättchen zur Geltung kommen ; ferner ist er vorwiegend ebenflächig und hat zuweilen, d. h. wenn die hellen Gemengteile etwas zwischen den Glimmern durchblinken, ein eigenartiges gesprenkeltes Aussehen, wie ein *Gemisch von Pfeffer und Salz*. Dadurch unterscheidet er sich dann sehr vom Hauptbruch eines reinen Para- oder eines reinen Orthogneises.

Diese Lagen- oder Bändergneise treten besonders prägnant in den Steinbrüchen der Umgebung von Bellinzona hervor; in St. Crocifisso sind sie schon STAPFF (36) aufgefallen. Die Bänderung ist ferner im Verzascatal und im Val Onsernone, besonders an manchen Strassenbiegungen, sowie in den engen Schluchten der Seitentälchen wunderschön wahrzunehmen, ebenso im Maggiatal vor Avegno und zwischen Avegno und Grotti, in der Umgebung von Intragna und im Centovalli, wo sie von unten aus dem tiefen Bachbett durch das klare Wasser heraufleuchten.

Adergneise (*Arterite*) sind dadurch gekennzeichnet, dass die aplitischen Partien nicht parallel verlaufen, sondern in verschiedenen Richtungen das Gestein durchziehen und sich wurzelartig verzweigen, etwa auch auskeilen und unter sich anastomosieren. Sie zeigen also eine mehr regellose Entwicklung und sind in ihrem Verlauf im Gegensatz zum Lagengneis gar nicht oder nur wenig an die Schieferungsebene des Gesteins gebunden. Die Adern können an ein und demselben Handstück grob und fein sein und auch linsenartige Verdickungen aufweisen, wodurch Uebergangsglieder zu Augengneisen entstehen.

Die Adergneise besitzen keinen so charakteristischen Längs-, Quer- und Hauptbruch, wie der vorige Typus; sie entbehren auch gegenüber den Lagen- und Bändergneisen einer ebenen Spaltfläche und besitzen keinen so glatten Hauptbruch wie diese.

Die Adergneise sind ebenfalls Biotit- und Zweiglimmergneise, welche mit Lagengneisen zusammen vorkommen, wie z. B. beim Bahnhof und bei der Tessinbrücke von Bellinzona und gehen oft allmählich in diese über, indem die aplitischen Adern mehr und mehr parallel und gerade verlaufen.

Es kommt bei diesen beiden Typen vor, dass die hellen Lagen und Adern bis über 3 cm breit werden; dann ist deren gemischte Natur am deutlichsten, ja so ausgeprägt, dass man nicht mehr von einem Gneis, als einheitlichem Ganzen sprechen wird, sondern von aplitisch-pegmatitischer Durchaderung eines Gesteins.

Augen- oder **Flasergneise** können aus Bändergneisen hervorgehen, wenn die hellen Lagen sich mehr perlschnurartig entwickeln, lokal anschwellen, sich plötzlich verengen und wieder erweitern. Oft gleichen sie völlig lenticularen Orthogneisen, besitzen jedoch meist eine etwas bessere Spaltbarkeit als diese. Quer- und Längsbruch lassen flach linsenartige Anhäufungen der hellen Gemengteile erkennen, welche von

den Glimmern umschlungen werden; der Hauptbruch stellt eine von diesen bedeckte, gewellte Fläche dar.

Besonders typische Augengneise entstehen dadurch, dass in einem relativ dunklen Gestein zerstreut grössere Feldspäte auftreten. Diese Feldspataugen bestehen meist nur aus einem Individuum, was aus ihrer einheitlichen Spaltfläche hervorgeht ; in der Grösse variieren sie sehr, sind immer rundlich bis länglich und weisen niemals Kristallflächen auf.

Augengneise treten, als Biotit- und Zweiglimmergneise, stets untergeordnet in Gesellschaft mit den vorigen Typen auf, wie z. B. bei Palasio, an der Strasse zwischen Orselina und Contra und im Centovalli, zum Teil auch ganz lokal.

Fleckengneise (Flammengneise) sind weiss gefleckte, annähernd massige Biotit- oder Hornblendebiotitgneise, welche unregelmässig von aplitischen, stellenweise zu Linsen anschwellenden Streifen und Flecken durchzogen werden. Quer-, Längs- und Hauptbruch sind infolge der fast richtungslosen Textur dieser Gneise nur sehr unvollkommen entwickelt und inbezug auf die Verteilung der hellen und dunklen Gemengteile einander sehr ähnlich, nämlich *fleckig*.

Werden die aplitischen Masern dünn und streifenförmig, so entstehen **Streifengneise** und **Stengelgneise** (Holzgneise), deren Querbruch weiss getupft, deren Längs- und Hauptbruch mehr oder weniger stark parallel gestreift erscheint. Uebergänge zwischen Flecken- und Streifengneisen finden sich z. B. im Val Mesocco zwischen San Vittore und Roveredo, unmittelbar vor dem Strassentunnel.

Gefältete Injektionsgneise. Innerhalb der ganzen Injektionszone treten zerstreut verfältete Gneise auf, deren Falten manchmal auffallend regelmässig verlaufen, an den Umbiegungsstellen sowie an den Mittelschenkeln ganz gleich dick sind. Diese Fältelung muss nach J. J. Sederholm (16) wohl als Torsionstextur, nach H. Philipp (26) als Injektionsfältelung bezeichnet werden. Daneben gibt es auch ganz unregelmässig gefältete Gneise, bei welchen entweder die Mittelschenkel oder die Umbiegungsstellen der Schenkel verdickt sein können ; an ein und demselben Gestein kommt auch beides neben einander vor. Es scheint somit in dieser Beziehung keine Gesetzmässigkeit zu herrschen; sie braucht wohl auch nicht zu bestehen, indem Quellung und Pressung wahrscheinlich neben einander gewirkt haben.

Neben diesen, im allgemeinen deutlich gemischten Gneisen kann noch eine Gruppe von mehr oder weniger einheitlichen

Gneisen unterschieden werden. Es sind dies augenscheinlich teils reine Sedimentgneise, teils reine Orthogneise. Beide besitzen gewöhnliche Paralleltextur ; ihre spezifischen Erkennungsmerkmale sind hauptsächlich mikroskopische und sollen im nächsten Kapitel gegeben werden.

Hier sei nur angeführt, dass die **scheinbar reinen Sedimentgneise** dunkle Gneise von sehr gleichmässigem Korn und von frischem Aussehen sind. Ihr Hauptbruch trägt ein etwas gesprenkeltes Gepräge und ist überwiegend mit glänzend schwarzen Biotiten belegt. Solche Gneise kommen in den Steinbrüchen von Bellinzona und der Madonna del Sasso, zwischen Avegno und Grotti und nördlich Solduno im Maggiatal vor.

Die **anscheinend reinen Orthogneise** sind ganz hell; man könnte sie als pseudoaplitische und Pseudoorthogneise bezeichnen. Es sind mittel- bis feinkörnige Muskovit- und Biotitgneise, deren Glimmer meist gleichmässig durch das ganze Gestein zerstreut, zum Teil parallel gelagert sind, aber keine vollkommenen Lagen bilden, also den Hauptbruch nicht völlig bedecken. Sie finden sich z. B. in den Steinbrüchen beim Bahnhof Bellinzona, bei Progero, Gordola-Tenero, Orselina-Contra, nördlich Solduno, bei Losone und Intragna.

D. Mineralbestand, Struktur und Chemismus der Injektionsgneise.

Von dem in der geologischen Einleitung sowie im texturellen Abschnitt erwähnten mannigfachen Gesteinsvarietäten dieser Injektionszone sollen nun eine Auswahl einer strukturellen, mineralogischen und chemischen Untersuchung unterworfen werden. Die hiefür aufzustellende Reihenfolge wird mit den rein sedimentogenen Gesteinen beginnen und von den schwach injizierten zu den stärker injizierten fortschreiten, um schliesslich bei den Orthogneisen zu enden. Die Anordnung der gemischten Gneise geschieht also im allgemeinen nach zunehmender Intensität der Injektion ; doch erfolgen auch Einschaltungen, welche nicht in dieser Reihe liegen, aber zum bessern Verständnis der mineralogischen und strukturellen Verhältnisse dienen können.

1. Glimmerschiefer von Riveo-Visletto.

Zwischen den beiden Ortschaften Riveo und Visletto des Maggiatales treten in hochkristallinen Lagengneisen und

flasrigen Biotitgneisen wenig mächtige Einlagerungen von Sedimentgneisen, Glimmerschiefern und Amphiboliten auf, welche Bindungen sich hinter dem kurzen Strassentunnel 3—4 Mal wiederholen. In diesen Gesteinen konnte ein **Glimmerschiefer** von mittlerer Kristallinität geschlagen werden, der neben viel braunem Biotit auch Muskovit führt, sowie einzelne rötliche, bis $^1/_2$ cm^3 grosse Granate.

Unter dem Mikroskop ergeben sich als Gemengteile dieses Glimmerschiefers :

Quarz, Biotit, Muskovit;
Granat, Plagioklas, Disthen;
Apatit, Magnetit, Zirkon.

Die **Quarzkörner** zeigen rundlich-ovalen oder eckig-polygonalen Umriss und oft auch Längsentwicklung nach der Schieferungsebene; einzelne greifen in einander ein. Zum Teil löschen die Quarze undulös aus und lassen auch Felderteilung wahrnehmen.

Biotit und **Muskovit** erscheinen in durch die Basis bedingten Blättchen, die in der prismatischen Zone unregelmässig buchtige Begrenzung aufweisen.

Die **Granaten** zeigen keine Kristallflächen; sie sind teils ziemlich rundlich begrenzt, teils vielfach ausgebuchtet, skelettartig ausgebildet und werden von Quarz- und Biotiteinschlüssen oft ganz durchsetzt. Einzelne grössere Granaten weisen ein System von parallelen Spaltrissen auf, die annähernd senkrecht zur Schieferungsebene stehen.

An den tafeligen Durchschnitten der spärlichen **Plagioklase** machen sich die Basis und das seitliche Pinakoid bemerkbar, mit welchen sich krummlinige Begrenzungen kombinieren; daneben gibt es auch Plagioklase, an welchen kristallographische Flächen durchaus fehlen.

Die **Disthen**stengel zeigen im grossen und ganzen in der Längsrichtung gute, an den Enden schlechte Begrenzung. Die Disthene werden auch von rundlichen und mehrfach verbuchteten Quarzkörnern durchbrochen, wodurch sie ebenfalls skelettartige Formen erlangen.

Die **Apatit**säulchen sind fast durchwegs sehr gut begrenzt, sowie auch die kleinen **Zirkone**. Mit den unregelmässigen, zum Teil länglichen **Magnetit**körnern ist öfters ein schwach bräunlich durchsichtiges Mineral verknüpft, welches Rutil sein dürfte.

Die Hauptgemengteile Quarz und Biotit, sowie Muskovit durchdringen sich gegenseitig; auch kann jeder Gemengteil als Einschluss im andern erscheinen und dabei die oben beschriebene variable Gestaltsentwicklung zeigen, woraus sich

insgesamt die **kristalloblastische Struktur** ergibt. Damit verbindet sich eine ausgeprägte **Kristallisationsschieferung**, welche hauptsächlich durch die parallel gelagerten Glimmerblättchen bedingt wird; aber auch die andern Gemengteile sind, mit Ausnahme des Granats, deutlich nach der Schieferungsebene entwickelt. Dieser Glimmerschiefer zeigt also ein mikroskopisches Strukturbild, welches seine Entstehung der gewöhnlichen Metamorphose verdankt.

2. Biotitgneis von Losone

(westlich Locarno).

In dem alten Steinbruche bei der Kapelle nordwestlich Losone werden dunkle, sedimentogene Gneise von turmalinführenden Muskovitpegmatiten durchsetzt, und es haben sich augenscheinlich in der Einflusszone der letztern die dortigen hochkristallinen Zweiglimmergneise entwickelt, welche zum Teil verfaltet sind, auch hellere und dunklere Partien aufweisen.

Unter den mannigfachen Gesteinen dieses Steinbruches wurde das dunkelste und einheitlichste ausgewählt; es ist ein feinkörniger, braungrauer **Biotitgneis** mit gewöhnlicher Paralleltextur. Seine Gemengteile sind:

Quarz, Plagioklase (Andesin-Labrador), Biotit;
Muskovit, Apatit, Zirkon, Magnetit.

Die **Quarzkörner** sind zur Hauptsache morphologisch und optisch durchaus ähnlich denjenigen des obigen Glimmerschiefers; nur sind sie weniger als längliche, sondern mehr als isometrische Individuen ausgebildet.

Die hier zahlreichen **Plagioklase** zeigen ebenfalls die gleiche Formentwicklung wie oben und neben der polysynthetischen Zwillingslamellierung nach dem Albit- und dem Periklingesetz etwa inverse Zonenstruktur von meistens 10° Auslöschungsdifferenz zwischen Rand und Zentrum. Auch werden die Plagioklase zum Teil von kleinern, rundlichen, tropfförmigen Quarzkörnchen, welche örtlich wie auch optisch regellos gelagert sind, siebartig durchbrochen. Symmetrische Auslöschungsschiefen an Albitlamellen ergaben die Werte:

$$\begin{array}{cccccccc} 12^0 & 15^0 & 17^0 & 17^0 & 18^0 & 19^0 & 20^0 & 20^0 \\ 12^0 & 14^0 & 16^0 & 19^0 & 18^0 & 19^0 & 20^0 & 21^0; \end{array}$$

nach der BECKE'schen Lichtberechnungsmethode konnten im Vergleich mit Quarz folgende Bestimmungen gemacht werden:

$$\begin{array}{ll} \| \text{ Stellung:} & \omega > \alpha', \quad \varepsilon < \gamma'; \\ \times \text{ Stellung:} & \varepsilon > \alpha', \quad \varepsilon > \alpha'; \end{array}$$

somit sind die Plagioklase Andesine und Labradore.

Die stark pleochroitischen **Biotite** (|| der =||= : rotbraun, ⊥ dazu: hellgelb) erscheinen wie im vorigen Gestein zunächst in durch die Basis begrenzten Blättchen, tragen aber doch im ganzen einen andern Habitus als im obigen Glimmerschiefer, indem sie nämlich oft mehr oder weniger zerstückelt erscheinen; in dem Schliff parallel zur Schieferungsebene zeigen sie eigenartig fetzige Formen und spitzlappige Umrisse.

Muskovit ist nur in wenigen Schüppchen vorhanden. Die **Apatite** sind hier kurzsäulig oder rundlich.

Die **Struktur** dieses Gneises kann granoblastisch-lepidoblastisch genannt werden; damit verbindet sich auch hier eine deutliche Kristallisationsschieferung. Das mikroskopische Bild trägt ein einheitliches Gepräge und wie das geologische Auftreten, so lässt unter dem Mikroskop die regelmässige Verteilung seiner Komponenten das Gestein als Sedimentgneis erkennen, bei welchem jedoch die besondere Gestaltung der Biotite auffallend ist.

3. Biotit- und Hornblendegneise von Rocca bella.

Oestlich Locarno, an der südwärts vorspringenden Strassenbiegung zwischen Minusio und Tenero stehen bei der Villa Siemen feinkörnige, hellbraungraue Biotitgneise an, die rostig angewittert sind. Parallel der Schieferung treten in diesen stellenweise schwarze Lagen von Hornblendegneis auf, deren Mächtigkeit von einigen Millimetern bis zu mehreren Zentimetern und Dezimetern wechselt; dadurch geben sich diese Gesteine aufs deutlichste als Paragneise zu erkennen. Am Felskopf, der zwischen der Strasse und der Eisenbahnlinie steht, werden sie von Aplit- und Pegmatit-Adern und -Gängen durchsetzt.

Zu den Gemengteilen des vorigen Gneises gesellt sich hier lagenweise eine grüne **Hornblende** mit dem Pleochroismus *a*: gelb, *b*: dunkelgrün, *c*: blaugrün und einer Auslöschungsschiefe $c/c = 18^0$—20^0. Sie tendiert zu prismatischer Entwiklung; ihre Basalschnitte weisen oft ein oder zwei gut ausgebildete Grenzlinien von (110) auf, während die andern fehlen; ihre Längsschnitte werden in der prismatischen Zone meist ziemlich gut durch (110) begrenzt, hingegen sind die Endabgrenzungen stets schlecht. Die Amphibole erscheinen aber auch in mehr skelettartigen Formen und partienweise in kleinsten Fetzchen; ausserdem werden sie von den hellen Gemengteilen vielfach durchbrochen. Die Hornblendestengel liegen in der Schieferungsebene mehr oder weniger gleich gerichtet und sind öfters mit Biotit verwachsen.

Die **Biotit**blättchen sind noch stärker zerstückelt, als im vorigen Gestein und erscheinen teilweise wie zerfetzt und zernagt; dabei sind sie dann öfters randlich schwach ausgegrünt.

Die **Plagioklase** konnten durch Messungen an symmetrisch auslöschenden Albitlamellen:

6°	9°	10°	11°	11°	11°	16°	16°	19°	19°
6°	9°	10°	11°	11°	13°	16°	17°	17°	21°

als Andesine und Labradore bestimmt werden.

Diese Gneise führen ferner kleinere **Granaten**, welche meistens in rundlichen, ganzrandigen Körnern auftreten; vereinzelt zeigen sie einerseits auch Umrisse, die für (110) sprechen, andererseits sind sie stark zerlappt.

Magnetit ist hier reichlicher vorhanden, als im vorigen Gestein, und am häufigsten findet er sich in unregelmässigen Körnern in den Hornblendelagen.

In **struktureller** Beziehung muss hervorgehoben werden, dass hier die Quarzkörner zum Teil intensiver in einander verzahnt sind und etwa auch komplizierte fjordähnliche Entwicklung zeigen. Die fetzige Ausbildung der Biotite, sowie zum Teil auch der Hornblenden tritt bei schwächster Vergrösserung und ausgeschaltetem Analysator auffallend hervor. Neben grössern, zackigen Individuen dieser gefärbten Komponenten liegen viele kleinere Fetzen derselben gleichmässig zerstreut in oder zwischen den hellen.

Infolge dieser eigenartigen Formen der dunklen Gemengteile, sowie auch der teilweise stark verzahnten Quarze trägt das mikroskopische Bild ein besonderes Gepräge, welches merklich von demjenigen eines rein kristalloblastischen Gefüges abweicht. Bei der nächsten Gesteinsart werden diese Besonderheiten noch deutlicher zum Ausdruck kommen.

4. Hornblende-Biotitgneis vom Steinbruch bei Madonna del Sasso (Locarno).

Es ist das herrschende und dunkelste Gestein des Steinbruchs hinter der obern Haltestelle der Seilbahn und erscheint nach seinem äussern Habitus und seiner Lagerung als ein Sedimentgneis. Dabei ist er etwas gröber kristallin, als die vorhergehenden Gneise, besitzt deutliche Paralleltextur bis schwache Lagentextur und ist nach der Schieferungsebene ausgezeichnet spaltbar. Auf dem Hauptbruch blinken die hellen Gemengteile etwas zwischen den dunklen durch und

er fällt daher gegenüber denjenigen der vorigen Gneise durch sein schwarz-weiss gesprenkeltes Aussehen auf. In der Nähe von Kluftflächen nimmt das Gestein infolge Chloritisierung des Biotits eine grünliche Färbung an.

Unter dem Mikroskop ergibt sich als Mineralbestand:

Quarz, Plagioklas, Biotit, Hornblende;
Orthoklas, Titanit, Pyrit, Apatit, Zirkon.

Biotit und **Hornblende** sind ungefähr in gleicher Menge vorhanden; es sind die nämlichen wie im vorigen Gestein, und sie bestimmen durch ihre mehr oder weniger parallel gelagerten Blätter und Stengel die Schieferungsebene des Gneises. Diese dunklen Komponenten sind öfters mit einander verwachsen, wie übrigens auch in den Gneisen von Rocca bella: Grüne Hornblendestengel und -Fasern greifen in den Biotit hinein und umgekehrt liegen Biotitblättchen und Fetzen innerhalb der Hornblendesäulen. Einzelne Biotitblättchen sind schwach verbogen. Als häufige Gäste der femischen Gemengteile treten **Titanite** mit spitz rhombischen Querschnitten oder als kleinere und grössere Körner auf; meist liegen sie regellos zerstreut, daneben aber auch häufchenartig beisammen.

Wie in den obigen Gneisen erscheinen auch hier wieder die dunklen Komponenten zerlappt, zerstückelt und zerfetzt, nur noch in viel höherm Masse als dort und insbesondere der Glimmer, welcher infolge davon in seinem Aussehen geradezu an **von Insekten zerfressene Laubblätter** erinnert.

Chloritisierung zeigt sich am braunen Biotit nur untergeordnet; dagegen fällt abermals eine randliche Ausgrünung desselben auf, welche mit Chloritisierung nichts zu tun hat. Der randlich ausgegrünte Biotit weist einen Pleochroismus auf von blaugrün nach hellgelb, das gleiche Hellgelb, wie es der dunkle Biotit besitzt; dasjenige des Chlorits ist noch etwas heller. Die Polarisationsfarben des ausgegrünten Biotits sind hoch und durchaus denen der Glimmer entsprechend.

Bei stärkerer Vergrösserung erkennt man am ausgegrünten Biotit öfters eine feine Zerfetzung oder Zernagung seines Randes und eine farblose Mineralsubstanz, die sich zwischen die zerfressenen Glimmerschüppchen schiebt. In andern Schnitten und andern Biotiten ist bei stärkster Vergrösserung ein dendriten-, fjord- oder bäumchenartig verzweigtes Hineindringen von farbloser Mineralsubstanz wahrzunehmen, womit die Ausgrünung des Glimmers verbunden zu sein scheint.

Die farblose Mineralsubstanz selbst ist im Innern des zerfetzten Glimmers der Feinheit der Fäserchen und Würzelchen

wegen schwer sicher bestimmbar. Zwischen beiden Mineralsubstanzen ist meist eine deutliche Grenze vorhanden, wobei dann der Biotit stets das höhere Relief aufweist. Es kommt auch vor, dass infolge des In- oder Uebereinandergreifens der farblosen Substanz und der Glimmerblättchen die Grenze zwischen beiden verschwommen ist; dabei sind dann die sonst farblosen Würzelchen schwach gelb bis braun, welche Farben nach und nach in diejenige des Biotit übergehen, oder der braune Glimmer ist, wie oben beschrieben, in grünen umgewandelt worden, der seinerseits wieder in braunen übergeht. Aber an mehreren Stellen ist zu beobachten, dass diese farblosen Aederchen und Bäumchen von polysynthetisch verzwillingten Plagioklasen ausgehen, weshalb sie wohl auch aus einer feldspatigen Substanz bestehen dürften.

Auch der **Amphibol** erscheint etwa ausgefranst und gegen die siebartig ihn durchdringende Feldspatsubstanz ausgebleicht; doch sind diese Erscheinungen lange nicht so ausgeprägt wie am Biotit.

Die **Plagioklase**, als vorherrschende salische Gemengteile, treten in Form von unregelmässigen, linsigen bis augenartigen Individuen auf, welche manchmal den Biotit wegzudrängen scheinen. Ihre Zwillingslamellen sind bald breiter, bald schmaler, auch keilen sie kammartig aus und sind hin und wieder gebogen und gebrochen. Oft erscheint nur ein kleiner Teil eines Plagioklases als Vielling, während der grössere Teil des Kornes bloss aus einem Individuum besteht. Messungen an Schnitten mit symmetrischer Auslöschung der Lamellen ergaben:

3°	4°	4°	8°	10°	12°	13°	14°	16°
3°	4°	5°	8°	11°	12°	15°	15°	17°,

wonach Glieder der Reihe Albit-basischer Andesin vorliegen.

Orthoklas ist nur spärlich vorhanden; er zeigt etwa schwach undulöse Auslöschung und Andeutungen zu verschwommen gitterartiger Anlage.

Quarz steht an Menge den Plagioklasen etwas nach. Er tritt hauptsächlich in rundlichen bis polygonalen, grössern und kleinern Körnern auf, zusammen mit Feldspat ein granoblastisches Gefüge bedingend; daneben erscheint er aber auch in eckig verzahnten, oft länglichen Individuen von kompliziertesten Formen, welche entweder nesterartig beisammenliegen oder streifenförmig das Gesteinsgewebe durchziehen. In beiden Ausbildungsarten weist er deutliche undulöse Auslöschung, sowie auch Felderteilung auf. Mit dem zwischen

dem granoblastischen Quarz-Feldspatgewebe sich durchziehenden Quarzstreifen sind hin und wieder allerfeinste Myrmekite oder Mikropegmatite vergesellschaftet, oft von solcher Zartheit, dass sie erst bei stärkster Vergrösserung wahrnehmbar werden. Ferner fällt auf, dass mit diesen eckig verzahnten bis streifenförmigen Quarzen die oben beschriebenen zerfetzten und zum Teil ausgegrünten Biotite verbunden sind und sich gemeinsam mit diesen zwischen den mehr isometrisch entwickelten Gemengteilen durchschlängeln; das mikroskopische Bild neigt daher zu lenticularer Textur.

Die eigentümliche Ausgestaltung der femischen Komponenten und die sonderbar komplizierten Formen der Quarze, die bäumchenartigen Imbibitionen des Feldspats in die dunklen Gemengteile und die feinen Myrmekite geben dem mikroskopischen Bilde strukturell einen ganz eigenartigen Habitus, welcher noch mehr, als dies bei den Gneisen von Rocca bella der Fall war, von dem gewöhnlichen kristalloblastischen Strukturbilde abweicht.

Da der verzahnte, oft streifenförmige Quarz undulös auslöscht, wird man zunächst auch seine Verzahnung, seine Struktur als kataklastisch betrachten; doch fehlt jegliches Gereibselmaterial, und es gibt in den Schliffen auch Partien, welche durchaus keine Kataklase aufweisen. Sodann besteht ein ausgeprägter Gegensatz zwischen dem körnigen Quarz, welcher mit Feldspat aggregiert ist und dem streifigen, verzahnten Quarz der Adern, welch' letztere oft aus dünnen, geradezu phantastisch verlaufenden Quarzschlingen mit unregelmässiger Zickzackbegrenzung sich zusammensetzen; solche Formen können unmöglich kataklastisch sein. Diese Struktur ist aber auch nicht diejenige der metamorphen Gesteine; denn Formen wie die geschilderten sind der kristalloblastischen Ausbildung fremd. Zudem verlaufen diese Quarzstreifen hin und wieder schräg zur Schieferungsebene des Gneises. Unverkennbar ist aber die Struktur derselben hier im kleinen durchaus die nämliche, wie diejenige des Quarzes in den früher beschriebenen Pegmatiten und den Quarzgängen dieser Gneiszone.

Ebenso sind die zerfressenen und zerfetzten Biotite und Hornblenden Gestalten, wie sie sich niemals durch Kristallisation aus einem Magma oder durch Umkristallisation im festen Zustande entwickeln; auch den gewöhnlichen Kontaktgesteinen sind sie fremd. Stellt man sich die Frage, unter welcher Einwirkung solche ausserordentlich komplizierten Formen sich etwa bilden könnten, so wird man am ehesten

an das Eindringen äusserst dünnflüssiger, hochgepresster Lösungen oder heisser, ätzender Gase denken können, wie solche den pneumatolytischen Erscheinungen zu Grunde liegen. Wir kommen deshalb dazu, diese wurzelähnlichen und fjordartigen Gebilde am Biotit einer pneumatolytischen Injektion zuzuschreiben und ich möchte sie als *Injektionsbäumchen* oder *Injektionsdendriten* bezeichnen. Wohl müssen auch die feinen Myrmekite sowie die komplizierten Quarzgestalten als genetisch verwandte Bildungen aufgefasst werden.

Es sei hier der Vorschlag gemacht, diese besondere Gestaltsentwicklung des Biotits durch pneumatolytische Korrosion als **pneumatomorph** zu benennen.

5. Gesteine aus dem Steinbruch an der Tessinbrücke bei Bellinzona.

Von den mannigfachen Gesteinsvarietäten dieser Lokalität, auf welche schon G. KLEMM (**22**) hingewiesen hat, sollen hier vier Typen herausgegriffen werden, von welchen die ersten beiden eigentliche Gesteinskörper repräsentieren, während die beiden letzten, welche später eingefügt werden sollen, nur sehr untergeordnet auftreten, trotzdem aber für die hier verfolgten Gesichtspunkte von Bedeutung sind.

a) **Mittel- bis feinkörniger Biotitgneis,** jener Gneis dieses Steinbruches, welcher als ganz einheitliches Gestein erscheint, mit deutlicher Paralleltextur, bedingt durch die in parallelen Ebenen gelagerten Biotitblättchen. Der Hauptbruch des Gesteins ist schwarz-weiss gesprenkelt infolge der gleichmässigen Verteilung der hellen und dunklen Gemengteile; Quer- und Längsbruch sind einander gleich und natürlich heller als der Hauptbruch; insgesamt ist dieses Gestein salischer als die bis dahin beschriebenen. Zum Teil wird es in unregelmässigen Abständen von zusammenhängenden Biotitlagen durchsetzt, welche zugleich Flächen geringerer Kohäsion markieren.

Unter dem Mikroskop ergibt sich als **Mineralbestand:**
Quarz, Orthoklas und Mikroklin, saure Plagioklase, Biotit;
Apatit, Titanit, Pyrit, Epidot-Orthit-Zoisit, Calcit.

Der makroskopisch glänzend schwarze **Biotit** weist unter dem Mikroskop einen ausgesprochenen Pleochroismus von dunkelbraun ($\parallel$ den Spaltrissen) bis hellgelb ($\perp$ dazu) auf, ein Biotit, der sämtlichen von dieser Lokalität zu besprechenden Gesteinstypen eigen ist. Er erscheint teils in grössern, relativ gut geformten Blättchen, teils in kleineren Schüppchen

zerteilt, welche an skelettartige Bildungen erinnern. Mit diesen zerstückelten Biotiten ist wieder die schon früher beschriebene randliche Zerfetzung und Ausgrünung verbunden; daneben zeigt er auch beginnende Chloritisierung.

Quarz tritt teils in rundlichen bis ovalen Körnern, teils in ganz unregelmässigen, zackigen Gestalten und wiederum stark verzahnten Individuen auf; er löscht meist undulös aus und zeigt dabei deutliche Felderteilung.

Eine besondere Entwicklung ist dem **Orthoklas** eigen; er erscheint einerseits in einfachen Körnern, welche bald einheitlich auslöschen, bald eine scheinbar gitterartige Zwillingsstruktur zeigen, sodass man beim ersten Anblick einen Mikroklin vor sich zu haben glaubt; eigentliche Zwillingslamellen sind jedoch nur wenige verschwommene und unscharfe vorhanden; meistens fehlen diese durchaus, und das *mikroklinartige* Bild erweist sich bei näherer Betrachtung mehr als eine gitterartig undulöse Auslöschung, welche oft auch nur fleckenweise vorhanden ist. In solchen gitterartig verschwommen auslöschenden Feldspäten liegen etwa rundliche Quarze, sowie autoblastische Biotitblättchen als Einschlüsse, die nicht undulös auslöschen; die mikroklinartige Zone lässt auch keinerlei Abhängigkeit von der Form dieser Einschlüsse erkennen. Karlsbaderzwillinge konnten am Kalifeldspat nicht beobachtet werden.

Die **Plagioklase** zeigen feinere und grobere albitische Zwillingsstreifen öfters in unregelmässiger Verteilung; auch Periklinlamellen sind vorhanden. Die Zwillingsstreifen keilen häufig kammartig aus; vereinzelt sind sie schwach gebogen. An albitischen Zwillingslamellen wurden folgende symmetrische Auslöschungsschiefen gemessen:

4°	5°	2°	0°	7°	9°	11°	13°	16°	16°
4°	4°	2°	0°	7°	9°	11°	14°	15°	16°.

Nach der Lichtbrechungsmethode von F. Becke wurden gegenüber anstossenden Quarz nachfolgende Werte ermittelt:

|| Stellung: $\varepsilon > \gamma'$, $\varepsilon > \gamma'$, $\varepsilon > \gamma'$, $\omega > \alpha'$;
× Stellung: $\omega < \gamma'$, $\varepsilon > \alpha'$, $\varepsilon > \alpha'$.

Darnach liegen Albite bis basische Oligoklase vor.

Apatit tritt in wenigen, aber ziemlich grossen, kurz prismatischen bis isometrischen Individuen auf. **Titanit** ist zum Teil kristallographisch gut begrenzt (spitz-rhombische Querschnitte [123]). **Epidot, Orthit** und **Zoisit** sind mit einander un-

regelmässig verwachsen, zeigen Uebergänge in einander und lassen sich alsdann von einander unterscheiden an der starken Doppelbrechung (Epidot), an dem kräftigen Pleochroismus von braun bis gelb (Orthit) und an den niedern fleckigen Interferenzfarben (Zoisit). **Calcit** ist in winzigsten Partikelchen fast überall zwischengestreut.

In **struktureller** Beziehung sei erwähnt, dass die Quarz- und Feldspatkörner oft sich gegenseitig in unregelmässiger Weise durchdringen und umschliessen; insbesondere besitzt der Quarz gezahnte Ausbuchtungen und scharf vorspringende Fortsätze, ähnlich wie im Gneis von Madonna del Sasso, nur mit weniger linearem Habitus, Formen, die der kristalloblastischen Ausbildung fremd sind. Die salischen Komponenten lassen nur eine schwache Bevorzugung einer Richtung erkennen, während die Biotitblättchen grösstenteils in der Schieferungsebene liegen. Die zerstückelten Biotite hingegen sind teils auch regellos in den salischen Gemengteilen eingelagert, wodurch annähernd Siebstrukturen bedingt werden. Im Gesteinsgewebe kommen zerstreute, gegenüber früher wesentlich zahlreichere, meist äusserst feine, myrmekitartige Verwachsungen von Quarz und Plagioklas vor, die teils zapfenartig in den Mikroklin eingreifen, teils denselben randlich umsäumen, teils aber auch als ganz selbständige Gebilde auftreten, ohne jegliche Beziehung zum Kalifeldspat.

Ist stellenweise eine echt kristalloblastische Entwicklung der Gemengteile erkennbar, so erscheinen doch neben den zerfetzten Biotiten zunächst wiederum die seltsam verzahnten Quarze und vor allem die vielen Myrmekite als besondere Produkte.

b) **Gebänderter Biotitgneis.** In dem soeben beschriebenen Gestein treten an verschiedenen Stellen *aplitische* Lagen von 1—3, auch 5 mm Breite auf; dann entsteht die vorliegende, teils fein, teils grob gebänderte Gneisvarietät. Vereinzelt können die hellen Lagen sogar bis 1 cm stark werden; auch zeigen sie hin und wieder linsenförmige Anschwellungen.

Die Gemengteile sind dieselben wie im vorigen Typus; nur herrschen infolge der *aplitischen* Lagen im ganzen die salischen vor. Als neuer Uebergemengteil tritt Zirkon in Gestalt kleiner Körnchen und Säulchen hinzu.

Die **Biotit**blättchen erscheinen hier ebenfalls etwas skelettartig und zerstückelt, sogar oft ganz zerfetzt und erinnern in ihrem Aussehen, wie im Gneis von Madonna del'Sasso an von Insekten zerfressene Laubblätter; dabei zeigen sie auch wieder die Ausbleichung in grünen Glimmer.

An symmetrisch auslöschenden Albitlamellen der **Plagioklase** wurden nachstehende Auslöschungsschiefen gemessen:

4^0 7^0 7^0 9^0 10^0 11^0
4^0 7^0 7^0 8^0 11^0 10^0.

Nach der BECKE'schen Methode konnten folgende Bestimmungen gemacht werden:

|| Stellung: $\omega > \alpha'$, $\omega > \alpha'$ $\omega < \alpha'$, $\varepsilon > \gamma'$;
× Stellung: $\omega > \gamma'$, $\omega < \gamma'$, $\varepsilon > \alpha'$, $\varepsilon > \alpha'$.

Es liegen somit die nämlichen sauren Plagioklase vor wie beim vorigen Typus.

Quarz erscheint in grössern Körnern von rundlicher bis polygonaler Umgrenzung, daneben aber auch in sehr unregelmässigen, eckig verkeilten Gestalten und in parallel der Schieferungsebene hinziehenden streifigen Aggregaten, deren einzelne Quarzindividuen stark in einander verzahnt sind. Diese streifenartige Entwicklung des Quarzes tritt besonders ausgeprägt in den feinsten Aederchen hervor, ganz ähnlich wie im Gneis von Madonna del Sasso. Der Quarz löscht undulös aus und weist abermals Felderteilung auf, zeigt aber keine kataklastische Körnelung.

Auch der **Orthoklas** löscht stellenweise undulös aus und weist wieder jene verschwommene Gitterstruktur auf, welche an Mikroklin erinnert. Gebogene und gebrochene Plagioklase sind lokal vorhanden und auch der Biotit zeigt vereinzelt schwache Verbiegungen, was zweifellose Spuren von Kataklase sind. Es lassen sich aber in den Schliffen auch mehrere Stellen finden, wo in undulös auslöschendem Orthoklas geradlinig umgrenzte Biotitblättchen liegen, welche keine Spur von mechanischer Beeinflussung erkennen lassen und ganz einheitlich auslöschen. In nächster Umgebung der mikroklinartigen Feldspäte sind ferner Orthoklase wahrnehmbar, die gar nicht undulös auslöschen; andere seiner Individuen zeigen nur zentral oder randlich die Gitterstruktur oder in fleckiger Verteilung, was einstweilen dafür sprechen dürfte, sie möchten nicht auf Druckwirkungen beruhen.

Im mikroskopischen Bilde kommen vereinzelt gröbere myrmekitische Bildungen vor, bei welchen saurer Plagioklas von Quarz durchsetzt ist. Allerfeinste Verwachsungen dieser Mineralien treten sehr häufig auf. Ihre Quarzstengel entwickeln sich oft bäumchenartig, dringen vom Rande her in den Plagioklas ein; hier liegen somit echte Myrmekite vor.

Vielfach verlaufen die Quarzstengel parallel, sind oft knieförmig gebogen und es entsteht dadurch eine schriftgranitähnliche Zeichnung, die an Mikropegmatit erinnert. Zwischen diesen beiden Ausbildungsarten gibt es auch Uebergänge, dermassen, dass in scheinbaren Mikropegmatiten wieder mehr wurmartige Quarzstengel sich vorfinden.

Die Plagioklase der Myrmekite sind vollkommen frisch, zeigen keine Spur von Zersetzungserscheinungen. Der Myrmekit findet sich wie im vorigen Gneis zum Teil da, wo Plagioklas an Kalifeldspat grenzt und erstreckt sich oft zapfenartig in diesen hinein; des weitern tritt er auch auf, wo der Plagioklas mit Quarz in Berührung steht, als ganz allein stehende Bildung. In diesem Punkte weicht der Myrmekit hier von der BECKE'schen (5) Prognose entschieden ab; doch wird dies wohl aus folgendem verständlich werden.

Die Quarzstengel und -Würmchen dieser *Myrmekite* löschen oft sämtlich, oft partienweise, einheitlich aus, ersteres besonders bei den allerfeinsten Verwachsungen, an welchen das Mengenverhältnis von Quarz zu Feldspat anscheinend konstant ist; sie dürften daher zum Teil eutektische Gebilde sein.

Die oben erwähnten gitterartig undulös auslöschenden Orthoklase treten meist in der Nähe der allerfeinsten Myrmekite auf, scheinen sogar an diese gebunden zu sein. Feinste Myrmekite finden sich auch in den streifigen Quarzaggregaten und drängen sich zusammen mit Quarz in feinen Zügen zwischen den gröbern Quarz-Feldspatkörnern durch.

Ueberhaupt kennzeichnen sich die salischen Lagen, welche die Dünnschliffe in Streifen durchziehen, durch den Reichtum an Myrmekiten, sowie durch die regellose Durchdringung der Quarz-Feldspatkörner und eine intensive gegenseitige Verzahnung der Quarzindividuen, wodurch ihre Struktur sich als eine fast ausschliesslich pegmatitische zu erkennen gibt. Im Gegensatz dazu finden sich in den Schliffen auch Partien, wo die Ausbildung der Quarze und Feldspäte durchaus kristalloblastisch ist; ihr entsprechen in der obigen Beschreibung die rundlich-polygonalen Körner.

6. Lagengneise aus den Steinbrüchen von Palasio und Pedevilla.

Aehnliche Gesteinstypen wie der eben beschriebene finden sich in diesen südlich von Bellinzona gelegenen Lokalitäten. Es sind vorherrschend **Zweiglimmergneise** von mittlerem Korn, deren helle Lagen meistens 2—4 mm breit sind und deren

Biotit gegenüber dem schwarz glänzenden von Bellinzona mehr braun-schwarz ist.

Auch das mikroskopische Gesteinsgewebe ist ähnlich demjenigen des obigen gebänderten Gneises, indem zwischen grössern Quarz-, Orthoklas-, Mikrolin- und Plagioklaskörnern von sehr unregelmässiger Umgrenzung noch feinkörnige Aggregate von Quarz und Feldspat liegen, die vielfach myrmekitische Verwachsungen derselben enthalten und mit welchen auch mikroklinartiger Feldspat vermengt ist.

Bei schwächster Vergrösserung glaubt man in diesen eckig in einander greifenden und verkeilten Komponenten ein kataklastisches Gefüge vor sich zu haben; bei stärkerer Vergrösserung wird man jedoch davon überzeugt, dass diese Formengebung und Verzahnung völlig früheren Darlegungen entsprechend nicht durch Druck geschaffen worden sein kann; zudem fehlt am Quarz und an den Feldspäten jegliche Spur von Mörtelstruktur. Bezeichnend ist hingegen, dass vielfach auch die Myrmekite durch ihr zapfenartiges Eindringen in die Feldspäte dieses verkeilte und verworrene Gefüge bedingen, und insgesamt ist dasselbe betreffs der salischen Gemengteile wiederum ein aplitisch-pegmatitisches.

Die Glimmer schlängeln sich zwischen den grössern Quarz-Feldspatkörnern durch und kennzeichnen die Schieferungsebene. Der von gelb bis rotbraun pleochroitische Biotit erscheint teils in grössern Blättchen, teils ist er wiederum auffallend zerstückelt und zerfressen, während Muskovit durchweg vollkommene Blättchen zeigt. Oefters liegen in grössern Muskovitblättchen mehrere kleinste Biotitschüppchen eingeschlossen, wie wenn sie Reste ehemaliger, grösserer Biotite wären und der Muskovit aus diesen entstanden sei. Zerstückelte Biotitblättchen treten auch als Gäste der hellen Gemengteile auf und bedingen dadurch partienweise eine Siebstruktur.

In einem der Schliffe weist ein **Orthoklas** zwischen gekreuzten Nicols einen höchst interessanten Bau auf, welcher für die Deutung der mikroklinartigen Feldspäte, wie sie in den beiden vorigen Typen beschrieben wurden und wie sie später immer wieder erscheinen werden, von Wichtigkeit ist. Ein grösseres Orthoklaskorn zeigt an der einen Seite typische gitterartig wandernde Auslöschung, die *Mikroklinstruktur*, welche nach der gegenüber liegenden Seite hin immer feiner und feiner wird, fleckenartig sich verteilt und allmählig sich verliert. In ihm sind ferner kurze, albitische (?) Schnüre[1] zu erkennen,

[1] Mit Hilfe der Becke'schen Lichtlinie konnte bestimmt werden, dass diese Schnüre ein höheres Relief besitzen als der Orthoklas.

die unter sich parallel liegen. Dort, wo die gitterartig undulöse Auslöschung am allerfeinsten auftritt, scheint sie durch diese Albitschnüre verursacht zu sein.

In den einheitlichsten Partien des Orthoklases konnte im konvergenten Lichte der Austritt der Bisektrice c konstatiert werden; die optische Axsenebene und also a liegt ⊥ zu den albitischen Einlagerungen, letztere sonach || b. Nach dem Betragen im konvergenten Lichte dürfte der Schnitt || (010) gehen; doch sind in ihm keine Spaltrisse zu beobachten. Da die Mikrokline auf (010) keine Gitterung zeigen, kann dieser Feldspat kein normaler Mikroklin sein.

An einem andern Feldspatkorn mit nicht so deutlicher Gitterstruktur, wohl aber mit albitischen Schnüren, konnte eine gute Spaltbarkeit (vermutlich || [001]) wahrgenommen werden. Die albitischen Schnüre, welche zwar hier nicht in ganz gerader Richtung, sondern etwas gewellt hinziehen, bilden mit diesen Spaltrissen einen Winkel von 113°, resp. 67°. Der Schnitt gibt ein schönes Axenbild mit Austritt der Bisektrice c; auch hier liegen die albitischen Schnüre ⊥ zur optischen Axenebene, also wieder || b; Auslöschungsschiefe: a/a = 10°, was für Anorthoklas spricht; eigentümlicherweise aber zeigt dieser Anorthoklas schwache Gitterstruktur.

Nach M. Reinhard (29) besteht bei den Kalifeldspäten eine Reihe Orthoklas-Mikroklin und dieser verschwommen gitterartig auslöschende Feldspat kann vielleicht ein solches Zwischenglied sein.

Beim ersten Anblick wird man diese Mikroklinstruktur als das Produkt der Kataklase betrachten wollen; jedoch sprechen gegen eine solche Auffassung die in diesem Feldspat eingeschlossenen Quarzkörner (2 kleinere rundliche und 1 grösseres dreieckiges), welche ganz einheitlich auslöschen.

Den Schlüssel zu einer richtigen Deutung dieser Erscheinung gibt wohl die nächste Umgebung des Orthoklases. Sie besteht an einer Stelle, wo die Mikroklinstruktur ausgeprägt ist, aus Myrmekiten, deren Bildung nach Früherem auf Durchgasung zurückzuführen ist. Es mögen also Gase in den Feldspat eingedrungen sein und sich zu albitischen Schnüren abgesetzt haben. Infolge dieser Stoffzufuhr in Dampfform würden im Feldspat Spannungen hervorgerufen worden sein.

In *Zirkel* (44) (p. 596) findet sich von H. Bäckström ein ähnlicher Gedanke über Eindringen von Gas auf Spältchen in den Feldspat von Diabasen, welche Spältchen infolge der Temperaturveränderung aufgesprungen. Dadurch erlangten die Feldspäte ein chagriniertes oder gekörneltes Aussehen.

7. Fleckengneis aus dem Verzascatunnel.

Dieser als Fleckengneis entwickelte Hornblende führender Biotitgneis stammt aus dem südlichen Teil des Tunnels des Elektrizitätswerkes *Verzasca*, etwa aus der Mitte der Strecke Ponte Tenero-Vogorno, zwischen den ehemaligen Tunnelfenstern 21 und 22.

Sein **Mineralbestand** setzt sich zusammen aus:

Quarz, Orthoklas und Mikroklin, saure Plagioklase, Biotit, Hornblende;
Titanit, Apatit, Epidot, Magnetit und Zirkon.

Die Feldspäte herrschen über alle Gemengteile weitaus vor. Der **Kalifeldspat** bildet keine Karlsbaderzwillinge; teils löschen seine unregelmässig begrenzten Individuen einheitlich aus, teils erscheinen sie wieder mit *Mikroklinstruktur*. Die polysynthetischen **Plagioklase** zeigen Albit- und auch Periklinlamellen, welche an den einen Körnern durchaus regelmässig entwickelt sind, an den andern bloss an einer Seite auftreten oder nur im Zentrum oder an beiden Seiten, während sie im Zentrum fehlen; auch kann sich das ganze Korn aus lauter verschwommenen Lamellen zusammensetzen. Oefters keilen die Lamellen aus, sind etwa gebogen und gebrochen. Messungen symmetrischer Auslöschungsschiefen an Albitlamellen ergaben folgende Werte:

$$\begin{matrix} 1^0 \\ 1^0 \end{matrix} \quad 0^0 \quad \begin{matrix} 2^0 \\ 2^0 \end{matrix} \quad 0^0\text{—}1^0 \quad \begin{matrix} 1^0 \\ 1^0 \end{matrix} \quad 0^0\text{—}1^0 \quad \begin{matrix} 6^0 \\ 6^0 \end{matrix}$$

wonach ein Ogligoklas vorherrschen dürfte.

Quarz löscht meist undulös aus und erscheint wieder in den schon öfters beschriebenen, wirr verzahnten, ungemein mannigfachen Formen.

Biotit besitzt den starken Pleochroismus von braunschwarz ($\parallel$ der Spaltbarkeit) nach gelb ($\perp$ dazu) und erscheint in noch höherm Grade zerstückelt und zerfetzt, zernagt und angefressen als in den frühern Gesteinsvarietäten, wozu abermals die randliche Aufhellung bis Ausgrünung und die Injektionsbäumchen hinzutreten; daneben lassen sich auffallenderweise auch ganz- und grosstafelige Individuen auffinden.

Hornblende tritt im Verhältnis zum Biotit stark zurück, ist im ganzen in grössern, einheitlichen und ausgebuchteten Kristalloblasten ausgebildet und gibt sich durch den Pleochroismus und die Auslöschungsschiefe als gewöhnliche Hornblende zu erkennen.

Apatit erscheint fast durchweg in auffallend grossen, kurzsäuligen Individuen, die in den hellen Gemengteilen liegen. **Epidot** tritt in kleinern und grössern Körnern mit stets deutlichem Pleochroismus nach gelb auf, die oft auch zu Aggregaten angehäuft sind; einzelne grössere Epidote lassen durch ihre dunkelbraunen Absorptionsfarben einen orthitischen Kern erkennen. Gelblichbraune **Titanit**kristalle fallen schon im Handstück auf; unter dem Mikroskop zeigt er daneben auch unregelmässige Körnerform. **Magnetit** besitzt meistens scharfe kristallographische Umgrenzung.

Strukturelles: Betrachtet man die Dünnschliffe zunächst unter schwächster Vergrösserung, so erinnern die salischen Gemengteile, welche gegenüber den femischen weitaus vorherrschen, insbesondere die Feldspäte, in ihrer Ausbildung an aplitische Bilder; während der Quarz für ein gewöhnliches aplitisches Gefüge zu komplizierte Formen aufweist; ausserdem finden sich zahlreiche Myrmekite und Mikropegmatite vor. Zwischen den dominierenden grobkörnigen hellen Gemengteilen liegen in Nestern und Schnüren kleinkörnige Aggregate derselben, welche wie Gereibselmaterial aussehen. Bei stärkerer Vergrösserung erkennt man aber, dass in diesen scheinbaren Mörtelkränzen sich sehr viele Myrmekite und mikroklinartige Feldspäte vorfinden, welche die grössern Feldspatkörner umsäumen. Aus diesen eigenartigen Verhältnissen resultiert eine aplitische bis pegmatitische Struktur der salischen Komponenten.

Von den dunklen Gemengteilen zeigt der Biotit, wie oben erwähnt, durch seine fetzigen und zerstückelten Blättchen und Schüppchen im höchsten Masse auffallende Formen, die wiederum auf besondere Art und Weise und zwar nur durch pneumatolytische und magmatische Korrosion entstanden sein können; daneben kommen, wie oben erwähnt, seltener auch ganz normal ausgebildete Blättchen vor.

Eine solche Gestaltentwicklung der hellen und dunklen Gemengteile in ein und demselben Gestein gibt dem mikroskopischen Bilde ein ganz fremdartiges Gepräge. Es zeigt weder eine rein magmatische Struktur — dagegen spricht insbesondere das Auftreten des Biotits in zerstückelten Blättchen und Fetzen — noch eine rein kristalloblastische; denn jene feinsten Myrmekite, die oft erst bei stärkerer Vergrösserung wahrgenommen werden können und von ausgesprochener Frische sind, können unmöglich der gewöhnlichen Metamorphose entsprungen sein, um so weniger, als sie zum Teil echte Mikropegmatite zu sein scheinen.

Dieser Gneis besitzt somit eine teils aplitisch-pegmatitische, teils kristalloblastische Struktur, woraus er sich als ein gemischter Gneis zu erkennen gibt, dessen ursprünglicher Gesteinscharakter durch die Injektion ganz umgestempelt wurde. Ist dieses Gestein texturell auch sehr verschieden von den Lagen- und Bändergneisen, so erweist es sich strukturell doch als sehr nahe verwandt mit ihnen.

Bei den Lagen- und Bändergneisen von Palasio-Pedevilla und Bellinzona wurde schon mitgeteilt, dass zwischen den grössern Quarz-Feldspatindividuen die zierlichsten Myrmekite und Mikropegmatite in feinen Zügen oder als feinkörnige Aggregate durchziehen. Sehr ausgeprägt sind die nähmlichen Verhältnisse, wie oben bereits erwähnt, bei diesem Gneis, ja so auffallend, dass geradezu ein Gegensatz zu bestehen scheint zwischen den grossen, panxenomorph entwickelten Quarz-Feldspatkörnern und diesen feinsten, scheinbar eutektischen Streifen. Solche Strukturverhältnisse lassen vermuten, dass zuerst eine rein aplitische Injektion stattgefunden hat, welche von einer pneumatolytischen gefolgt wurde.

8. Fein gebänderter Biotitgneis von Gorippo und Ponte Brolla.

Am obern Tunneleingang oberhalb der Verzascabrücke bei Gorippo (Val Verzasca) fällt neben einem mittelkörnigen Zweiglimmergneis, welcher dem Gneis von Osogna gleicht, ein kleinkörniger, fein gebänderter Biotitgneis auf, dessen helle Lagen bloss 1—2 mm breit sind, zwischen denen spärlich eingestreute Biotitblättchen als dunkle gestrichelte Linien erscheinen. Durch sein feineres Korn und besonders durch diese regelmässige, notensystemähnliche Bänderung, welche seine dünnen Lagen auf dem Quer- und Längsbruche hervorbringen, unterscheidet er sich sehr von den daneben vorkommenden Gneisen.

Durchaus denselben Habitus trägt der Gneis, welcher im Steinbruch von Ponte Brolla (Val Maggia) gebrochen wird; nur tritt hier untergeordnet noch Muskovit in den Mineralbestand ein. Infolge einer sehr vollkommenen Teilbarkeit nach der Schieferungsfläche ist der Gneis leicht zu spalten und zu verarbeiten und findet daher auch mannigfache technische Verwertung, wie z. B. zum Belegen der Strassen und Trottoirs in Locarno.

Unter dem Mikroskop erweist sich **Orthoklas** neben Quarz als der verbreitetste Gemengteil dieser Gneise. Er tritt in

Gestalt von unregelmässigen Körnern auf, die teils einheitlich auslöschen, teils wieder jenes mikroklinartige Verhalten zeigen, das schon wiederholt beschrieben wurde; auch feine albitische Schnüre treten in ihm auf; ebenso ist er von vielen myrmekitischen und eutektischen Verwachsungen des Quarzes und der Feldspäte begleitet. Im übrigen erscheint der **Quarz** in teils rundlichen, tröpfchenartigen Körnern, teils auch in stark verzahnten eckigen Individuen mit undulöser Auslöschung und Felderteilung.

Die **Plagioklase** treten an Menge sehr zurück; symmetrische Auslöschungsschiefen an albitischen Zwillingslamellen ergaben folgende Winkel:

Gorippo	1^0	2^0	7^0
	2^0	2^0	8^0,
Ponte Brolla	2^0	3^0	5^0
	2^0	3^0	5^0,

wonach Albite bis basische Oligoklase vorliegen.

Der spärliche, von braunschwarz nach gelb pleochroitische **Biotit** erscheint untergeordnet in gut geformten Blättchen, vorherrschend ist er wieder zerstückelt und zerfetzt, auch randlich ausgegrünt; zudem weist er etwa ganz eigenartige konkave und konvexe Begrenzungslinien auf, die an magmatische Korrosion erinnern.

Vereinzelte ziemlich grosse **Orthite** (c: braun, $c > b > a$) besitzen einen hellern Rand aus gewöhnlichem Epidot und aus Zoisit.

Strukturelles: Die dominierenden weissen Lagen dieser Gneise beherrschen naturgemäss auch das mikroskopische Bild und geben ihm auf den ersten Blick einen an Aplit erinnernden Habitus. Jedoch ist die Formenentwicklung der hellen Gemengteile noch weitaus unvollkommener, als in der panxenomorphen Struktur, indem sie einander regellos durchdringen und in einander verschränkt sind; dazu gesellen sich die oben erwähnten Myrmekite und Mikropegmatite. In diesem aplitisch und pegmatitisch struierten Gestein liegen die Glimmerblättchen deutlich parallel angeordnet, während die salischen Komponenten nur eine schwache oder auch gar keine längliche Ausbildung nach der Schieferungebene aufweisen.

Dieser Gneistypus von Gorippo und Ponte Brolla besitzt ausgesprochene **texturelle und strukturelle** Eigentümlichkeiten, die hier noch genetisch zu beleuchten sind.

Fragt man sich zunächst wie ihre fein gebänderte Textur zu verstehen ist, so dürfte als Edukt nur ein biotitaplitisches

Gestein oder ein metamorpher Schiefer in Betracht kommen.

Die im mikroskopischen Bilde durch undulös auslöschende Quarze zum Ausdruck gelangende Kataklase könnte für einen mechanich beeinflussten Biotitaplit sprechen. Die feine Bänderung liesse sich auch als Fluidaltextur deuten, welcher Auffassung bekanntlich G. KLEMM (22) Ausdruck gegeben hat. Alsdann müsste aber auch im mikroskopischen Bilde eine Fluidaltextur bemerkbar sein, was jedoch für diese Gneise nicht zutrifft. Beiden Annahmen widerspricht die ausgezeichnet gleichmässig fein gebänderte Textur, die gestattet, das Gestein in dünnere und dickere Platten von bedeutenden Dimensionen zu spalten.

Diesem Gneis könnte auch ein metamorphes Sediment zu Grunde liegen; denn eine so feine Lagentextur kann durch Absatzschieferung vorbereitet werden, die dann bei der Metamorphose erhalten bliebe. Die zierlichen myrmekitischen und mikroeutektischen Verwachsungen innerhalb der hellen Lagen verraten aber eine magmatische-pneumatolytische Entstehung.

Die dargelegten Verhältnisse sprechen also weder für ein reines Erstarrungsgestein noch für ein auf gewöhnlichem Wege metamorphosiertes Sediment, wohl aber für eine Vereinigung beider, d. h. für einen der Injektiou unterlegenen Schiefer.

Unter dieser Annahme werden alle seine Eigentümlichkeiten leicht verständlich: Die ausgesprochene Spaltbarkeit ist eine Relikttextur des Schiefers, die hellen Lagen das Produkt einer aplitischen und pegmatitischen Injektion parallel den Blattflächen des Schiefers.

9. Pseudo-aplitische- und Muskovitgneise.

Bei Intragna, Ponte Brolla und besonders in dem sehr lehrreichen Steinbruch beim Bahnhof Bellinzona kommen noch salische Gesteine vor, die einem geschieferten Aplit mit schwacher Muskovit- und Biotit-Führung gleichen; im texturellen Kapitel wurden sie schlechtweg als *aplitische Gneise* bezeichnet. Dieselben kann man aus dem soeben beschriebenen fein gebänderten Gneise hervorgehen lassen durch Zurücktreten bis gänzliches Verschwinden der Glimmer, vor allem des Biotits, während Muskovit etwas reichlicher vorhanden sein kann, sodass sie in Muskovit führende bis eigentliche Muskovitgneise übergehen. Je nach der Menge der Glimmer

besitzen sie deutliche oder undeutliche Lagentextur und alle sind nach der *Schieferungsfläche* ausgezeichnet spaltbar.

Unter dem Mikroskop rekrutiert sich ihr **Mineralbestand** aus: Quarz, Orthoklas, Mikroklin, saure Plagioklase und den spärlichen Glimmermineralien.

Im **strukturellen** Bilde kommt meistens an den salischen Gemengteilen durch ihre unvollkommene Entwicklung, durch das intensive Ineinandergreifen derselben, sowie deren häufige myrmekitischen und mikropegmatitischen Verwachsungen der unregelmässige Bau von Pegmatiten zum Ausdruck, daneben untergeordnet auch aplitische Ausbildungsformen. Die glimmerigen Komponenten und vor allem die wenigen Biotite zeigen die bekannte Zerfetzung und Durchlöcherung, während die Muskovite wesentlich besser ausgebildet sind.

Was bei den Gneisen von Gorippo und Ponte Brolla geäussert wurde über **Textur und Struktur** gilt auch hier und analog der dort entwickelten Auffassung können auch diese Gneise nur aus einer starken Injektion geschieferter Gesteine hervorgegangen sein; doch herrscht hier das injizierte Material noch mehr vor als bei jenen.

Kurzer Rückblick.

Da wir dazu gelangt sind, die eben besprochenen Gesteine als heterogene Gebilde aufzufassen, wird es nützlich sein, auf die beschriebenen zehn Gesteinstypen zurückzublicken und zu trachten, die extremen Anteile dieser Mischgesteine aufzusuchen.

Der an der Spitze dieses Kapitels beschriebene **Glimmerschiefer** von Riveo-Visletto ist ein Repräsentant des sedimentären Anteils, gekennzeichnet durch die normale, ausgeprägt kristalloblastische Entwicklung seiner Gemengteile, bei granoblastischer bis lepidoblastischer Struktur, verbunden mit ausgezeichneter Kristallisationsschieferung. Er stellt ein normal umgewandeltes, von der Injektion verschont gebliebenes Sediment dar, bei dessen Ausbildung höchstenfalls durch erhöhte Temperatur die Kristallinität der entstehenden Komponenten in günstigem Sinne beeinflusst wurde.

Die andere Quote liegt vor in den zahlreichen **Pegmatiten und Aplitgängen** dieser Zone, welche in einem frühern Kapitel makroskopisch und mikroskopisch beschrieben wurden, gekennzeichnet durch den Reichtum an Mikroklin, durch die z. T. regellose Entwicklung ihrer Gemengteile, und das häufige

Auftreten von myrmekitischen und mikroeutektischen Verwachsungen der Feldspäte und des Quarzes.

Aus der Vermischung dieser beiden Gesteinskörper in wechselnden Proportionen sind die Injektionsgneise entsprungen, welche bei schwacher Injektion sich zu erkennen gaben: durch die Zerfetzung der dunklen Gemengteile, den vielgestaltigen, stark verzahnten, oft streifenförmigen Quarz in Verbindung mit einzelnen Myrmekiten, neben einer vorherrschend kristalloblastischen Struktur des Gesteins. Bei Steigerung der Injektion war neben der Zerfetzung der femischen Komponenten eine Zunahme dieses besonders gestalteten Quarzes, eine Anreicherung der Myrmekite und das Erscheinen des Mikroklins zu konstatieren. Bei allerstärkster Injektion gelangte schliesslich die salische Quote mit ihrem aplitischen bis pegmatitischen Gefüge zur Vorherrschaft, während der sedimentäre Anteil mit den kristalloblastischen Ausbildungsformen bis auf spärliche Relikte verschwand und die dunklen Gemengteile immer mehr in den Hintergrund traten.

Um die Vermischung eines sedimentären Anteils mit einem salischen, eruptiven vom **chemischen** Standpunkt aus zu prüfen, wurden folgende drei Gneise der quantitativen chemischen Analyse unterworfen.

1. Hornblende führender Biotitgneis von Madonna del Sasso (Locarno).

Aufschluss mit	Na_2CO_3	mit HF	Mittel	Mol %
SiO_2	55,97	(56,33)	55,97	63,5
TiO_2	1,59	1,73	1,66	—
Al_2O_3	18,81	18,68	18,75	12,3
Fe_2O_3	2,11	2,20	2,16	—
FeO	—	—	3,27	4,8
CaO	6,30	6,10	6,20	7,4
MgO	4,03	—	4,03	6,7
K_2O	—	2,86	2,86	2,0
Na_2O	—	3,01	3,01	3,3
H_2OI	—	—	0,37	—
H_2OII	—	—	1,42	—
			99,70	100,0

s = 2,827. Anal. Frl. Dr. L. Hezner, Zürich.

Gruppenwerte nach Osann-Grubenmann:

S	A	C	F	M	T	K
63,5	5,3	7,0	11,9	0,4	0	1,1

Projektionswerte nach OSANN:

$a_{4,5}$ $c_{5,5}$ f_{10}.

Der Chemismus dieses Gneises ist dioritisch; sein Projektionspunkt fällt (s. h.) ganz in die Nähe des Gruppenmittels der Plaglioklasgneise (17). Aus seiner chemischen Zusammensetzung ist über eruptive, sedimentäre oder gemischte Herkunft desselben kein sicherer Schluss zu ziehen.

2. Fleckengneis aus dem Verzascatunnel.

Aufschluss mit Na_2CO_3		mit HF		Mittel	Mol %
		a	b		
SiO_2	56,30	—	—	56,30	64,1
TiO_2	0,17	0,2	—	0,19	—
Al_2O_3	—	21,91	21,75	21,83	14,7
Fe_2O_3	1,63	(1,30)	1,60	1,61	—
FeO	—	—	—	3,59	4,8
CaO	4,62	4,66	4,59	4,62	5,7
MgO	1,63	1,52	1,44	1,53	2,6
K_2O	—	—	—	4,45	3,2
Na_2O	—	—	—	4,50	4,9
H_2OI	—	—	—	0,30	—
H_2OII	—	—	—	0,97	—
				99,89	100,0

s = 2,72.

Gruppenwerte nach OSANN-GRUBENMANN:

S	A	C	F	M	T	K
64,1	8,1	5,7	7,4	0	1,9	0,9

Projektionswerte nach OSANN:

$a_{7,5}$ c_5 $f_{7,5}$

Der Projektionspunkt fällt im OSANN'schen Dreieck (s. h.) in das Feld der Alkalifeldspatgneise (I. Gruppe) (17); die Analyse zeigt aber für diese Gruppe ein zu niedriges S und ein ziemlich hohes C, nach welchen Werten der Gneis eher zu den Plagioklasgneisen (III. Gruppe) (17) zu stellen wäre; doch ist für diese die Summe der Alkalien zu hoch. Der Fleckengneis nimmt also stofflich eine Mittelstellung zwischen der ersten und dritten Gruppe ein.

3. Fein gebänderter Biotitgneis von Gorippo.

Aufschluss mit	Na_2CO_3	mit HF	Mittel	Mol %
SiO_2	71,96	—	71,96	77,77
TiO_2	0,04	0,03	0,04	—
Al_2O_3	14,02	14,29	14,16	9,05
Fe_2O_3	1,64	1,86	1,75	—
FeO		—	1,11	3,35
CaO	2,06	2,16	2,11	2,45
MgO	0,68	0,56	0,62	1,01
K_2O	—	—	5,03	3,48
Na_2O	—	—	2,75	2,89
H_2OI	—	—	0,28	—
H_2OII	—	—	0,69	—
			100,50	100,00

s = 265.

Gruppenwerte nach OSANN und GRUBENMANN:

S	A	C	F	M	T	K
77,77	6,37	2,45	4,36	0	0,23	1,6

Projektionswerte nach OSANN:

a_9 c_4 f_7.

Nach dem Chemismus ist das Gestein in die Gruppe der Alkalifeldspatgneise (17) zu stellen, könnte also stofflich von einem Granit abgeleitet werden.

Aus diesen Diskussionen der drei Analysen ergibt sich zunächst das Resultat, dass auf rein chemischem Wege die Erkennung der gemischten Herkunft dieser Gneise nicht möglich ist; strukturell sind sie aber als Injektionsgneise erkannt worden und zwar Nr. 1 als ein schwach, Nr. 3 als ein stark injizierter, während Nr. 2 ein zwischenliegendes Stadium repräsentiert.

Zum bessern Vergleich der Analysen wurden ihre Werte auf 100 umgerechnet:

	No. 1	No. 2	No. 3
SiO_2	56,35	56,53	71,80
TiO_2	1,67	0,19	0,04
Al_2O_3	18,88	21,92	14,13
Fe_2O_3	2,17	1,62	1,75
FeO	3,29	3,60	1,11
CaO	6,24	4,64	2,10
MgO	4,06	1,54	0,62
K_2O	2,88	4,47	5,02
Na_2O	3,03	4,52	2,74
H_2O	1,43	0,97	0,69
s:	2,837	2,72	2,65

Wenn auch die Analysenresultate nicht gerade eine besonders überzeugende Sprache sprechen, kommt doch in ihnen zum Ausdruck, dass bei zunehmender Injektion das spez. Gewicht des Gesteins zurückgeht, dass SiO_2 und K_2O in erheblichem Masse zunehmen, während alle andern Oxyde eine mehr oder weniger bedeutende Abnahme erfahren, respektive verdrängt werden.

Durch planimetrische Messungen, sowie durch Umrechnen der Analysenresultate auf den Mineralbestand dieser Gneise (nach der Tabelle von A. HARKER, *Centralbl. f. Min.*, 1911) hat sich ergeben, dass in diesen drei Typen die Mengenverhältnisse der femischen zu den salischen Komponenten annähernd folgende sind :

1 : 2, 1 : 4 und 1 : 9,

woraus auch zahlenmässig die Zunahme der injizierten salischen Massen zu ersehen ist.

Betreffs des Mischungsverhältnisses der beiden Anteile kann noch bemerkt werden, dass in dieser Zone alle Variationen vorhanden sind, was ohne weiteres aus der Tatsache hervorgeht, dass eigentlich kein Handstück gleich dem andern ist, dass sogar oft an ein und demselben Handstück mehrere Mischungsverhältnisse unterschieden werden können. Auch gewinnt man schon beim geologischen Studium dieser Injektionszone den Eindruck, dass jedes Mischungsverhältnis möglich ist.

Im Steinbruch bei der Tessinbrücke von Bellinzona kommen als ganz lokale Bildungen noch zwei Gesteinsarten vor, die eine gewisse Sonderstellung einnehmen und hier eingeschaltet werden, um Früheres zu bekräftigen, sowie auch um neue Gesichtspunkte zu erörtern.

10. Schlieriger Hornblende-Skapolithgneis.

Ein mittel- bis grobkörniges, sehr unregelmässig durchadertes Gestein, in welchem leukokrate, von grosser schwarzer Hornblende durchsetzte Partien alternieren mit nahezu reinen Quarzadern. Eine Abbildung eines ähnlichen Gesteins derselben Lokalität mit den grossen Hornblenden findet sich l. c. in den *Sitzungsberichten* von G. KLEMM (22).

Unter dem Mikroskop ergibt sich als **Mineralbestand:** Quarz, saure Plagioklase, Skapolith, Hornblende, Biotit; Titanit, Calcit, Epidot, Magnetit.

Die Plagioklase und Biotite sind dieselben, wie in den beiden früher beschriebenen Gneisen dieser Lokalität.

Die glänzend schwarze, 1—3 cm lange, dicksäulige **Hornblende** erscheint unter dem Mikroskop nach a: gelb, b: gelbgrün und c: blaugrün, mit einer Auslöschungsschiefe $c/c = 15^0—17^0$ (meist 16^0), ist also gewöhnliche Hornblende. Teils tritt sie in grossen, einheitlichen Individuen auf, denen jedoch kristallographische Abgrenzungen fehlen, teils ist sie von den hellen Gemengteilen, vorherrschend von Quarzkörnern, siebartig durchlöchert, gleichsam zerstückelt. Schon makroskopisch lässt sich da und dort an den grossen Hornblenden erkennen, dass auf ihnen glänzende Biotitblättchen sitzen. Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass der Biotit teils scharf abgegrenzt ist gegen den Amphibol und ganz unabhängig von ihm vorkommt; mancherorts aber scheinen die beiden Mineralien mit einander verwachsen zu sein und in engem genetischen Zusammenhange zu stehen, indem die braune Farbe des Biotits nach und nach in die grüne der Hornblende übergeht; dabei setzen etwa die Spaltrisse beider Mineralien ungestört in einander über. In nächster Umgebung solcher Biotite, auch innerhalb derselben, finden sich zuweilen Calcitkörner vor, was zusammen mit der teilweisen innigen Vergesellschaftung der beiden dunklen Mineralien vermuten lässt, dass Hornblende unter Abscheidung von Calcit in Biotit umgewandelt worden sei. An Stellen, wo kleinere Hornblendepartien ganz in Quarz eingebettet liegen, bleichen sie nahezu aus und sind gleichzeitig mit Fetzchen von Augit verknüpft, wie wenn letztere aus Hornblende hervorgegangen wäre.

Skapolith tritt in kurzsäuligen Individuen mit prismatischer Spaltbarkeit auf. Sein Relief ist deutlich höher als bei Quarz, der optische Charakter negativ, die Doppelbrechung (bestimmt nach der Methode von A. Lacroix) $\omega-\varepsilon = 0{,}027—0{,}028$; somit liegt ein mejonitreicher Skapolith bis Wernerit vor, der als Kontaktprodukt aufgefasst werden kann; doch lassen sich keine Anhaltspunkte gewinnen, um seine Genesis mit Sicherheit aufzuklären.

Calcit kommt vereinzelt in grössern Körnern, meist aber in kleinern unregelmässigen Partikelchen mit fast allen andern Gemengteilen verbunden vor, **Titanit** zum Teil in grössern, unregelmässigen Körnern, zum Teil in kleinern Individuen mit scharf spitz-rhombischen Umrissen, **Epidot** in zahlreichen kleinen Körnern, die deutlichen Pleochroismus (gelb bis farblos) zeigen. **Magnetit** erscheint in wenigen scharf begrenzten Oktaedern.

Ist dieses Gestein schon am Handstück infolge seiner unregelmässigen Durchaderung als ein deutlich gemischtes zu erkennen, so bestätigt sich dies auch mikroskopisch infolge der Strukturdifferenzen zwischen den Quarzadern einerseits und dem Gestein andererseits.

Eine der eingangs erwähnten **Quarzadern,** welche in einem 1 cm breiten Streifen den Gesteinsdünnschliff durchzieht, setzt sich aus grossen, unregelmässigen, etwas länglichen Körnern zusammen, welche auf die mannigfaltigste Art und Weise in einander dringen, gegenseitig intensiv verzahnt; treppen- bis zapfenartig in einander verkeilt und verankert sind. Jedes Quarzindividuum hat die verschiedenartigsten Auswüchse ; es finden sich auch schmale Brücken zwischen grössern, auseinander liegenden Teilen eines Individuums vor. Die meisten Zapfen und Streifen liegen in der Längsentwicklung der Hauptindividuen ; doch gibt es auch solche, welche quer dazu stehen. Vereinzelte Partien, welche von Hauptindividuen völlig abgetrennt erscheinen, repräsentieren wohl nur von der Schliffebene getroffene Auswüchse derselben. Der Quarz dieser Ader zeigt durchweg wolkige Auslöschung und ausgeprägte Felderteilung, weshalb man zunächst seine Struktur als eine kataklastische auffassen wird, um so mehr als auch das übrige Gestein Spuren von mechanischer Beeinflussung zeigt, indem an einzelnen Stellen schwach gebogene und zerbrochene Plagioklase auftreten ; allein diese sonderbaren Formen der Quarzkörner können meiner Ansicht nach nicht durch Kataklase bedingt sein. Wohl sind undulöse Auslöschung und Felderteilung ein Produkt der mechanischen Deformation, diese Art der Verzahnung aber kann nicht gleichsinnig erklärt werden, indem bei gewöhnlichen kataklastischen Quarzen eine randliche Abbröckelung kleinerer Quarzkörnchen von den grössern auftritt und Mörtelstruktur geschaffen wird. Hier jedoch stehen die spitzen Zapfen und verzahnten Keile stets in gutem Zusammenhang mit den grossen Quarzindividuen ; es sind überhaupt keine kleinen Körnchen vorhanden, sondern durchweg nur grosse, zackig gestaltete Individuen, deren Formenentwicklung und Verzahnung weder kataklastisch noch kristalloblastisch sein kann. Es ist die nämliche Struktur wie sie der Quarz in den Feldspat führenden und in den reinen Quarzgängen dieser Zone besitzt, also eine primäre und zwar die regellos **pegmatitische.**

Die von B. BAUMGÄRTEL (3) jüngst beschriebenen injizierten Quarzadern mit deutlicher Kontaktmetamorphose zeigen nach

ihm auch starke, eckige Verzahnung der einzelnen Körner, welche Verzahnung aber von ihm als kataklastisch gedeutet wird ; ich vermute, dass jener Körnerform ebenfalls ein pegmatitischer Charakter zu Grunde liegt.

So wie dort die nächste Umgebung sich auszeichnet durch gröbere Kristallinität, so sind auch hier grosse Hornblenden das entsprechende Produkt. Die nämlichen grossen Hornblenden erscheinen im Steinbruch gegen Carasso hin und im Schuttmaterial des Verzascatunnels in Begleitung des früher beschriebenen Fleckengneises als individualisierte Bildungen innerhalb der salischen Lagen saurer Biotitgneise und in eigentlichen aplitischen Adern und Gängen.

Die **Struktur** des **Gesteins** ist, von den Quarzlagen abgesehen, vorwiegend **granoblastisch**. Eine schwache Paralleltextur wird erzeugt durch die gleichgerichteten Biotite und Hornblenden, die etwas länglichen Quarzindividuen und die kurz prismatisch ausgebildeten Skapolite. Die Struktur der Quarzadern steht hiezu in dem bereits angegebenen Gegensatz.

11. Hornblende und Augit führender Aplit.

Mit diesem Namen soll ein heterogen struiertes Gestein bezeichnet werden, indem das Handstück Partien erkennen lässt, die keine dunklen Gemengteile führen, andere, welche bis 1 cm grosse Hornblenden mit wenig Augit und wieder andere, die nur Augit als femischen Gemengteil aufweisen. Es erscheint als ein Hornblende-Augit-Aplit, in welchem die dunklen Komponenten sehr ungleichmässig verteilt sind; infolge davon erhält man schon makroskopisch den Eindruck, einen Aplit vor sich zu haben, welcher aus der Umgebung Hornblende oder Augit aufgenommen und zum Teil eingeschmolzen hat.

Seine Textur ist durchaus massig. Die hellen Gemengteile herrschen natürlich stark vor ; die schwarze Hornblende ist die nämliche wie im vorigen Gneis, Biotit hingegen fehlt vollständig.

Unter dem Mikroskop ergeben sich als :

Hauptgemengteile: Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Skapolith, Hornblende, Augit;

Nebengemengteile: Titanit (grosse Kristalle), Calcit, Epidot-Zoisit, Pyrit.

Orthoklas tritt in einheitlich auslöschenden Körnern und Tafeln auf, die öfters mit Plagioklasen verwachsen sind; er ist hier nicht *mikroklinartig*; auch fehlen die Myrmekite.

Die **Plagioklase** erscheinen in xenomorphen Individuen; Albitlamellen ergaben folgende symmetrische Auslöschungsschiefen:

5°	5°	3°	3°	7°	9°	14°	14°	15°	15°	18°
4°	4°	4°	2°	7°	7°	13°	13°	15°	15°	18°;

darnach sind sie als Albit, Oligoklas und Andesin bestimmt. Einzelne Albitviellinge zeigen gebogene und gebrochene Lamellen.

Die Schliffe führen durch eine Partie mit vorherrschendem Augit und untergeordnet auftretender **Hornblende**. Letztere ist auch nach Pleochroismus und Auslöschungsschiefe ($c/\mathfrak{c} = 18°$) eine ähnliche grüne Hornblende wie in der vorigen Gesteinsart. Sie erscheint in mehr oder weniger kurzsäuligen Individuen von sehr unregelmässiger Begrenzung, oft sogar in fetzenartigen Gestalten; nur einzelne kleinere Individuen weisen an Basalschnitten zum Teil scharfe Umgrenzungen von (**110**) und etwa auch von (**010**) auf.

Der **Augit** ist unter dem Mikroskop fast farblos. Seine Formen werden, in noch höherm Masse als bei der Hornblende, durch die andern Komponenten bestimmt, sodass ihm überhaupt jegliche kristallographische Umgrenzung fehlt und er in ausgebuchteten, zerlappten und fetzenartigen Individuen erscheint; er besitzt ein deutlich höheres Relief als der Amphibol und eine Auslöschungsschiefe $c/\mathfrak{c}$ von 40°.

Hornblende und Augit sind unter sich vielfach innig verwachsen: Hier liegen im Amphibol unregelmässig begrenzte Felder von Pyroxen; dort werden die Augite von Hornblendestreifen durchzogen. Manchmal tritt zwischen den heterogenen Feldern eine scharfe Begrenzung auf; meistens aber gehen die Hornblendeflecken durch Blasserwerden allmählich in farblosen Augit über. Es kommt vor, dass in demselben Augit neben vereinzelten scharf begrenzten Hornblendebasalschnitten auch viele fleckenartig verteilte Hornblendefetzen sich vorfinden; auch gibt es Partien, wo der eine dunkle Gemengteil den andern siebartig durchdringt. Die Spaltrisse des einen Minerals setzen oft in das andere über. An einzelnen Stellen lässt sich erkennen, dass in augitischer Substanz die stumpfwinklige Spaltbarkeit der Hornblende vorhanden ist. Daraus, sowie auch der allgemeinen fleckigen Verwachsung der beiden femischen Komponenten geht hervor, dass hier Hornblende zum Teil in Augit übergeht.

Wie im vorigen Gestein ist der Skapolith auch hier als Kontaktprodukt aufzufassen, und vermutlich ist die Um-

wandlung der Hornblende in Augit ebenfalls einer Hitzewirkung, respektive der teilweisen Einschmelzung derselben durch das injizierte aplitische Magma zu verdanken (siehe auch G. KLEMM : *Sitzungsberichte* l. c.).

Dem gegenüber steht das Beispiel, welches H. ROSENBUSCH (34) (p. 127) nach A. HARKER anführt, wo der Gabbroaugit der Insel Skye infolge Einschmelzung durch Granit in Hornblende übergegangen ist.

Aber schon aus der Tatsache, dass hier der Augit nur in stark injizierten Hornblendegesteinen vorkommt, wo er mit Hornblende innig verwachsen ist, dürfte es wahrscheinlich werden, dass er aus der Hornblende unter dem Einfluss der Injektion entstanden sei. Auch die mikroskopisch gemachten Beobachtungen sprechen entschieden für den entgegengesetzten Verlauf des Umwandlungsvorganges obiger Literaturangabe.

In **struktureller** Beziehung verdient hervorgehoben zu werden, dass die salischen Komponenten ein der Hauptsache nach panxenomorphes Gefüge neben richtungsloser Anordnung erkennen lassen ; darin zeigt der Quarz da und dort noch deutlich streifige Entwicklung ; die einzelnen Individuen sind dabei wieder stark verzahnt und löschen auch undulös aus. Die femischen Gemengteile Augit und Hornblende besitzen, wie oben beschrieben, eine noch unregelmässigere und unselbständigere Begrenzung als die salischen ; sie treten geradezu in zerfetzten und zerzausten Individuen auf.

Daran lässt sich noch folgende Ueberlegung anknüpfen : Wären die dunklen Komponenten vom aplitischen Magma ausgeschieden worden, so stünden sie in ihrer Formenentwicklung höher als die hellen Gemengteile ; jedenfalls würden sie nicht in viel unvollkommenern Gestalten erscheinen als diese. Zunächst ist also hier gerade das Umgekehrte der Fall wie in einem rein magmatischen Gestein : die dunklen Komponenten sind schlechter geformt als die hellen. Solche fetzigen Ausbildungen sind aber auch keine kristalloblastischen ; denn Hornblende und Augit tendieren in metamorphen Gesteinen zur Entwicklung von stengeligen Gestalten, und diesen Mineralien ist eine grössere Kristallisationskraft eigen als dem Quarz und den Feldspäten. Vermutlich war die Hornblende vor der Intrusion des Aplits im Nebengestein echt kristalloblastisch entwickelt ; durch die aplitische Injektion wurde sie angefressen, teilweise eingeschmolzen und umgewandelt, wodurch sie, wie auch der dabei entstehende Augit, ihre jetzigen Formen erlangt haben. Diese Ausbildungsart durch magmatische Korrosion könnte vielleicht als **phagomorph** bezeichnet werden.

An Hand der früher im Rückblick gewonnenen Gesichtspunkte soll noch an zwei Beispielen versucht werden zu zeigen, wie Injektionsgneise, die in ihrem makroskopischen Habitus an gewöhnliche Orthogneise erinnern, von wirklichen Orthogneisen unterschieden werden können.

12. Flasergneis aus dem Centovalli.

Hinter Corcapolo (Centovalli), westlich der grössten Strassenbrücke, kann ein zweiglimmeriger Lagen- bis Flasergneis von mittlerem Korn geschlagen werden, der in den Handstücken zunächst den Eindruck eines sauren Orthogneises macht. In seiner Nähe zieht ein Pegmatitgang durch; je mehr man sich diesem nähert, um so mehr wird der Lagengneis zu einem Flasergneis, und die linsenartigen Anschwellungen weisen gleichzeitig grössere Feldspatkristalle auf. Der Hauptbruch dieses Gneises lässt deutliche Rutschstreifen erkennen.

Unter dem Mikroskop ergeben sich Quarz, Orthoklas und Mikroklin als die herrschenden salischen Komponenten, während die Plagioklase, von welchen nur saure vorhanden sind, etwas zurücktreten. Von den Glimmern wiegt der Biotit vor (Pleochroismus: dunkelrotbraun-gelb); um eingeschlossene Zirkonkörner zeigt er grosse pleochroitische Höfe. Am Rande des Biotits kommen da und dort unbestimmbare Erzmassen (Magnetit?) vor. Apatit tritt in grossen dicksäuligen Individuen, wie auch in feinen Nädelchen auf.

Das mikroskopische Bild zeigt in struktureller Hinsicht einerseits Partien, in welchen Quarz in rundlich-polygonalen Körnern, Feldspat in teils geradlinig, teils krummlinig begrenzten Tafeln und Biotit in schönen Blättchen erscheint, woraus sich ein einheitlich granoblastisch-lepidoblastisches Gefüge ergibt; andererseits fallen diesem gegenüber gröbere und feinere Aggregate der salischen Gemengteile auf, in welchen der Quarz sehr vielgestaltig und intensiv verzahnt ist, und die bekannten Mikrokline und Myrmekite häufig sind; zusammen mit denselben findet sich wiederum der im höchsten Grade zerfetzte Biotit.

Trägt der Gneis makroskopisch ein durchaus einheitliches Gepräge, indem er als ein gewöhnlicher Flasergneis erscheint, so zeigt er hingegen mikroskopisch einerseits Partien von granoblastisch-lepidoblastischer, andererseits solche von aplitisch-pegmatitischer Struktur, wodurch er sich unter dem Mikroskop als ein injizierter Gneis erkennen lässt.

13. Biotitgneis von Reazzino.

Der sauerste Gneis dieses heute verlassenen Steinbruches erscheint mit einer groben, undeutlichen Lagen- bis Flasertextur im Handstück durchaus als ein hochkristalliner Orthogneis. Er lässt eine etwas unregelmässige Verteilung seiner hellen und dunklen Gemengteile erkennen und erinnert dadurch stellenweise an Fleckengneis.

Unter dem Mikroskop ergibt sich Orthoklas und Mikroklin als weitaus vorherrschender Gemengteil; dann folgen in absteigendem Mengenverhältnis Quarz, saure Plagioklase, Biotit und Muskovit; als spärliche Nebengemengteile kommen in kleinen Individuen Zirkon, Titanit und Granat vor.

Die Feldspäte und der Quarz zeigen die nämliche Ausbildung (regellose Formen, intensive Verzahnung, Myrmekite und Mikropegmatite) wie in den gebänderten Gneisen von Bellinzona, Gorippo und Ponte Brolla; ebenso erscheinen die Biotite wie dort in teils grössern, teils zerfressenen Blättchen; die spärlichen Muskovite sind meist mit Biotit verwachsen. Da die salischen Gemengteile weitaus vorwiegen, wird durch sie die **Struktur** des Gesteins als eine annähernd rein **pegmatitische** bestimmt.

Die Analyse dieses Gneises ergab:

Aufschluss in	Na_2CO_3	HF	Mittel	Mol %
SiO_2	72,58 / 72,34	—	72,46	79,57
TiO_2	0,08	0,09	0,09	—
Al_2O_3	—	13,24 / 13,24	13,23	8,60
Fe_2O_3	1,62	1,60	1,61	—
FeO	—	—	1,80	2,99
CaO	1,63	1,63	1,63	1,93
MgO	0,54	0,58	0,56	0,92
K_2O	—	—	4,98	3,50
Na_2O	—	—	2,36	2,49
H_2OI	—	—	0,21	—
H_2OII	—	—	0,78	—
			99,71	100,00

$s = 2,66$.

Gruppenwerte nach OSANN-GRUBENMANN:

S	A	C	F	M	T	K
79,57	5,99	1,93	3,91	0	0,68	1,82

Projektionswerte nach OSANN:

a_{10} c_3 f_7.

Gemäss diesen Gruppen- und Projektionswerten gibt sich der Gneis als ein Vertreter der Alkalifeldspatgneise (**17**) zu erkennen ; er könnte also stofflich ein metamorphosierter Granit sein ; dagegen spricht aber seine nicht kristalloblastische Struktur.

Macht das Gestein im Handstück den Eindruck eines Orthogneises, so ist doch seine Struktur vorherrschend eine pegmatitische, welche durch mechanische Deformation nur wenig verändert worden ist. Der Gneis ist unter den beschriebenen Typen einer der am stärksten injizierten und besteht daher vorherrschend aus aplitischem und pegmatitischem Material.

Vergleich der Injektionsgneise mit Orthogneisen und Graniten.

Anschliessend an diese Pseudoorthogneise soll nun ein kurzer Vergleich mit wirklichen Orthogneisen und Graniten gegeben werden, welche unmittelbar nördlich dieser Injektionszone auftreten. Es sind dies die Biotit- und Zweiglimmergneise von Claro, Osogna und Brione (Verzasca), der Granitgneis und Zweiglimmergranit von Gerra.

Alle diese hochsauren Gesteine führen als Hauptgemengteile : Quarz, Orthoklas, saure Plagioklase, Biotit und Muskovit.

Der mikroklinartige Feldspat, der in den Injektionsgneisen so häufig war, fehlt in diesen Granitgneisen (Gerra) oder ist nur spärlich vorhanden (Claro, Osogna, Brione) ; ebenso treten hier myrmekitische Verwachsungen von Quarz und Feldspat nur ganz vereinzelt auf und sind dann meist von gröbern Korn [1].

Die **Struktur** der genannten Granite und Orthogneise ist granitisch bis blastogranitisch und trägt ein durchaus einheitliches Gepräge ; daneben lässt sich oft auch deutliche Kristallisationsschieferung erkennen.

Der **Chemismus** derselben kann zunächst durch die Analyse einer Gneisvarietät von Brione (Verzasca), einem sog. *Gordolagneis* [2] belegt werden, welcher am Handstück dadurch

[1] Den Tessiner Orthogneisen fehlt der Titanit fast durchweg oder ist nur spärlich vorhanden; in diesen Injektionsgneisen hingegen ist er oft ziemlich häufig; vermutlich stammt er aus dem Paraschiefermaterial und dürfte dort, wo er in den aplitisch-pegmatitischen Adern innerhalb der Injektionszone vorkommt, vom Nebengestein her aufgenommen worden sein.

[2] Auf dem Bahnhof von Gordola werden eine ganze Serie von Gneisen verladen, welche aus den verschiedensten Brüchen des Verzascatales stammen ; sie alle gehen unrichtigerweise unter dem Namen *Gordolagneis*.

gezeichnet ist, dass seine Biotite in bis 1 cm² grossen Nestern und flachen Linsen angehäuft sind, während Muskovit gleichmässig verteilt ist.

	I	II	Mittel	Mol %
SiO_2	73,45	73,39	73,42	79,61
TiO_2	0,32	0,30	0,31	—
Al_2O_3	14,36	14,33	14,34	9,16
Fe_2O_3	0,60	0,62	0,61	—
FeO	1,00	1,02	1,01	1,85
MnO	0,45	0,49	0,47	—
CuO	0,06	0,08	0,07	—
CaO	1,76	1,67	1,72	2,00
MgO	0,25	0,30	0,27	0,44
K_2O	2,60	2,60	2,60	1,80
Na_2O	4,88	4,90	4,89	5,14
H_2O 100°—110°	0,13	0,16	0,15	—
H_2O 110°—150°	0,04	0,04	0,04	—
H_2O 150°-1100°	0,23	0,27	0,25	—
	100,13	100,17	100,15	100,00

s = 2,66. Anal. R. PHILIP, Zürich.

Gruppenwerte nach OSANN-GRUBENMANN:

S	A	C	F	M	T	K
79,61	6,94	2,00	2,29	0	0,22	1,66

Projektionswerte nach OSANN:

$a_{12,5}$ $c_{3,5}$ f_4.

Der Chemismus dieses Gneises ist, wie zu erwarten war, durchaus derjenige eines Alkalifeldspatgneises (**17**); sein Projektionspunkt fällt (s. h.) beinahe in das aplitische Feld.

Unter Benützung einer Analyse aus G. KLEMM's *Sitzungsberichten* (**22**) und einer solchen der *Kristallinen Schiefer* (**17**) von U. GRUBENMANN lässt sich, nach Umrechnung der Analysenresultate auf 100, folgende Zusammenstellung gewinnen:

1. Biotitgneis von Reazzino (vergl. S. 54).
2. Zweiglimmerorthoklasgneis (Injektionsgneis), Gorippo (**17**).
3. Zweiglimmergneis von Brione (Verzasca), vergl. S. 55-56.
4. Fast massiger Granit von Claro (**22**).

	1	2	3	4
SiO_2	72,82	78.88	73,50	72,75
TiO_2	0,09	—	0,31	0,14
Al_2O_3	13,30	12,97	14,36	16,35
Fe_2O_3	1,62	0,98	0,61	0,29
FeO	1,81	0,25	1,48	0,64
CaO	1,64	0,09	1,72	3,18
MgO	0,56	0,40	0,27	0,35
K_2O	5,01	4,02	2,60	1,31
Na_2O	2,37	0,81	4,90	4,92
H_2O	0,78	1,60	0,25	0,07
s =	2,66	2,70 (?)	2,66	—

Aus dem Vergleich dieser vier Analysen, von welchen die beiden ersten Injektionsgneise sind, die beiden letztern je einen Orthogneis und einen *Granit* repräsentieren, ergibt sich in prägnanter Weise das Vorherrschen des K_2O bei den Injektionsgneisen einerseits und andererseits die Vormacht des Na_2O beim Orthogneis und Granit [1].

In mineralogischer, struktureller und chemischer Hinsicht sind somit hier ausschlaggebende Unterschiede zwischen den Injektionsgneisen und den Orthogneisen vorhanden.

Einzelne Gneise von Claro und Brione (Verzasca), sowie auch solche aus dem Verzascatunnel besitzen jedoch auch Merkmale, welche ebenfalls den Injektionsgneisen eigen sind. Es treten z. B. in erstern zwei vereinzelte, dünne Biotitlagen auf, welche als Flächen geringerer Kohäsion fungieren: dazu gesellen sich etwa scheinbare Schieferschollen, die schon von G. KLEMM (**22**) als Resorptionsreste gedeutet wurden; dieselben zeigen unter dem Mikroskop zum Teil ausgeprägte Siebstruktur, indem die Biotite in den salischen Gemengteilen völlig eingebettet sind. Ferner ist diesen Gneisen auch eine ausgesprochene Spaltbarkeit eigen, trotzdem sie im mikroskopischen Bilde nur eine geringe Kristallisationsschieferung erkennen lassen; diese Teilbarkeit dürfte vielleicht hier durch die Paralleltextur eingeschmolzener Schiefer bedingt worden sein. In Gneisen von Claro und Brione (Verzasca)

[1] Daran anschliessend kann noch auf einen Mangel der Projektionsmethode aufmerksam gemacht werden. Die Summe der Alkalien wird bei den Injektionsgneisen, weil K_2O weitaus vorwiegt, durch die Umrechnung in Mol % ungerechterweise kleiner als bei den Orthogneisen, wo Na_2O stark dominiert. Infolgedessen verschieben sich die Projektionspunkte der Gesteine mit K-Vormacht mehr gegen den F-Pol hin, trotzdem sie chemisch eigentlich doch ganz aplitisch sind. Diesem Fehler der Projektionsmethode ist es dann wieder zu verdanken, dass die Projektionspunkte der Injektionsgneise und der Orthogneise hier so weit auseinander liegen.

treten auch etwas zerfetzte und korrodierte Biotite auf und in Zweiglimmergneisen von Claro, Osogna und San Bartolomeo (Verzascatal) erscheinen hin und wieder in grössern Muskoviten kleinste Biotitschüppchen als Gäste eingeschlossen, was schon in den Lagengneisen von Palasio-Pedevilla zu beobachten war.

Diese gemeinsamen Merkmale lassen zusammen mit der geologischen Lagerung vermuten, dass im südlichsten Teile der Orthogneise untergeordnet auch Einschmelzgesteine vorkommen. Solche sind in Anbetracht der mächtig entwickelten Injektionszone von vornherein auch zu erwarten als Bindeglieder zwischen Orthogneisen und Injektionsgneisen; doch lag eine nähere Untersuchung nicht im Rahmen dieser Arbeit.

E. Kennzeichen und Produkte der Injektion innerhalb dieser Gneiszone.

Die südliche Gneiszone des Tessinermassivs charakterisiert sich als **Injektionszone** durch die innige Verknüpfung zahlloser Aplit- und Pegmatitgänge mit hochkristallinen Lagen- und Adergneisen, zwischen welchen untergeordnet noch deutlich sedimentogene Schiefer auftreten. Aus der intensiven gegenseitigen Durchdringung dieser Gesteinskörper lässt sich ersehen, dass ehemalige sedimentäre Schiefer und Gneise vorherrschend parallel ihrer Schieferung eine verschiedengradige, saure Injektion erfahren haben. Neben der meist sehr bedeutenden stofflichen Beimischung von injiziertem Material erlangten sie gleichzeitig eine hohe Kristallinität, sodass sie jetzt z. T. den Charakter von Gneisen einer tiefern Zone angenommen haben.

Den so entstandenen Injektionsgneisen sind in der Regel spezifische **texturelle** Gefüge eigen; hier sei nur hervorgehoben, dass unter diesen die Lagen- und Bändertextur weitaus vorherrscht, für welche Bänderung hier die Bezeichnung **Injektionsbänderung** vorgeschlagen wird. Ferner besitzen die Injektionsgneise meist eine auffallend gute Spaltbarkeit, welche Teilbarkeit als eine **Relikttextur** des ehemaligen Paraschiefers aufzufassen ist.

Injektionsphenomene sind in erster Linie makroskopisch, besonders im Terrain erkennbar; aber durch das Studium dieser Tessiner Injektionszone hat sich ergeben, dass Injektionsgneise auch mikroskopisch und zwar hauptsächlich **strukturell** erkannt werden können, indem in ein und dem-

selben Gestein Züge verschiedener Strukturen auftreten. Neben der kristalloblastischen Struktur finden sich vor allem auch aplitische und pegmatitische Strukturen, sowie noch ganz besondere, durch pneumatolytische Einwirkungen hervorgerufene Strukturformen, womit hin und wieder auch Kontaktbilder sich verbinden.

Die **kristalloblastischen Strukturen** der Injektionsgneise zeigen die nämliche Ausbildung der Gemengteile, wie in gewöhnlichen metamorphen Gesteinen; hier sind dieselben gewissermassen **Reliktstrukturen** und herrschen naturgemäss in den wenig injizierten Typen vor.

Die **aplitisch-pegmatitischen** Partien kennzeichnen sich durch eine mehr oder weniger panxenomorphe oder sehr regellosen Entwicklung ihrer Gemengteile bei Reichtum an Mikroklin, Myrmekiten und Mikropegmatiten. Letztere beiden Gebilde zeigen auch Uebergänge in einander; damit schlägt sich eine Brücke zwischen Erstarrungsstruktur und solchen, welche durch die Einwirkung von Gasen auf zum Teil schon vorhandene Mineralsubstanzen zurückzuführen sind.

Die **Wirkung der Gase** macht sich unter den femischen Komponenten besonders am Biotit geltend, indem dieser in den Injektionsgneisen in Fetzen zerstückelt und zerfressen erscheint, womit öfters *Injektionsdendriten* verbunden sind. Mit der mikroskopisch wahrnehmbaren Zerfetzung der Glimmer dürfte oft das makroskopisch erkennbare gesprenkelte Aussehen dieser Gneise, der *Pfeffer und Salz*-Charakter ihres Hauptbruches zusammenhängen. Hornblende und Augit sind in ähnlicher Weise zerfetzt, doch in etwas geringerem Grade.

Kontaktstrukturen sind insofern zu erkennen, als zerstückelte Biotitblättchen zerstreut in den grössern Körnern der hellen Gemengteile liegen.

Mit all diesen Erscheinungen verbinden sich bald im stärkeren, bald im schwächeren Masse **kataklastische Strukturen**, die besonders an den salischen Komponenten bemerkbar werden. Doch waren diese Pressungen nicht so intensiv, dass sie für die Formenentwicklung der Gemengteile bestimmend wurden; es haben die kataklastischen Phenomene die Struktur der Injektionsgneise nicht wesentlich zu verändern vermocht.

Rückblickend auf die früher entwickelte Gesteinsreihe mit zunehmender Injektion (Nr. 1—9) erkennt man, dass pneumatolytische Injektion zuerst an den femischen Gemengteilen wahrnehmbar wird, indem diese sich *pneumatophag* ent-

wickeln. Die ersten stofflichen Additionen wurden strukturell an den eigenartig verzahnten Quarzkörnern und -Streifen, sowie an den feinsten Myrmekiten erkannt. Bei den stark injizierten Gneisen wird die Struktur vorherrschend aplitisch-pegmatitisch. Solche Injektiongneise stehen folglich strukturell aplitischen und pegmatitischen Gängen näher als Orthogneisen, sind eher Erstarrungsgesteine als kristalline Schiefer; texturell hingegen sind sie oft Paraschiefern wieder sehr ähnlich. Dies führt über zu dem besondern Gesichtspunkt, der gewonnen wurde durch Verknüpfung der strukturellen und texturellen Verhältnisse der Lagen- und Bändergneise, woraus resultierte, dass eine Kombination von derartigen Strukturen und Texturen sich überhaupt nur bei einem Mischgestein, im speziellen nur bei Injektionsgneisen sich vorfinden kann.

Mineralogisch kennzeichnen sich die Injektionsgneise vor allem durch die Häufigkeit eines mikroklinartigen Feldspates mit scheinbar verschwommenem Zwillingsgefüge, welches als gitterartig undulöse Auslöschung auftritt. Dieser Feldspat dürfte ein Mittelglied sein zwischen Orthoklas und Mikroklin, ein Orthoklas mit schwacher Mikroklinstruktur und seine Gitterstruktur eine spezifisch pneumatolytische Erscheinung. Wohl kann Orthoklas durch Druckwirkung einen mikroklinartigen Bau annehmen, wie dies z. B. von F. Rinne (**32**) beschrieben worden ist. In unserer Gneiszone haben zweifellos auch Druckwirkungen auf die Gesteine stattgefunden; denn wo Injektion, ist stets auch Dislokation. Trotzdem kann dieser mikroklinartige Feldspat in Berücksichtigung der dargelegten Verhältnisse hier nicht als das Produkt der Pressung angesehen werden, sondern als spezifische Bildung eines gasdurchtränkten Magmas. Diese Auffassung wird durch die Tatsache gestützt, dass dieser Mikroklin hauptsächlich der Kalifeldspat der Pegmatitgänge ist.

Inbezug auf andere salische Komponenten weisen die Injektionsgneise die nämlichen Verhältnisse auf wie die Aplite und Pegmatite; ihre Plagioklase schwanken ebenfalls innerhalb des Intervalles Albit-Andesin.

Der meist braune Biotit ist oft randlich schwach ausgegrünt und hat vermutlich durch die Einwirkung der Gase eine Umwandlung oder Ausbleichung in einen andern Glimmer erfahren. Vielleicht ist ein Teil der Muskovite aus Biotit hervorgegangen, wofür die in Muskovitblättchen eingeschlossenen Biotitschüppchen zu sprechen scheinen. Im Hornblende und Augit führenden Aplit von Bellinzona liegt ein Beispiel vor, wo Hornblende in Augit umgewandelt wurde, welcher Vor-

gang bereits ein Uebergangsstadium zum Einschmelzprozess repräsentiert.

Chemisches. Es wurde gezeigt, dass die Injektionsgneise stofflich nicht als solche zu erkennen sind.

Auf den Gneis von Madonna del Sasso hat die schwache Injektion substanziell keinen grossen Einfluss gehabt; die stark injizierten Gneise dagegen wurden zu Alkalifeldspatgneisen.

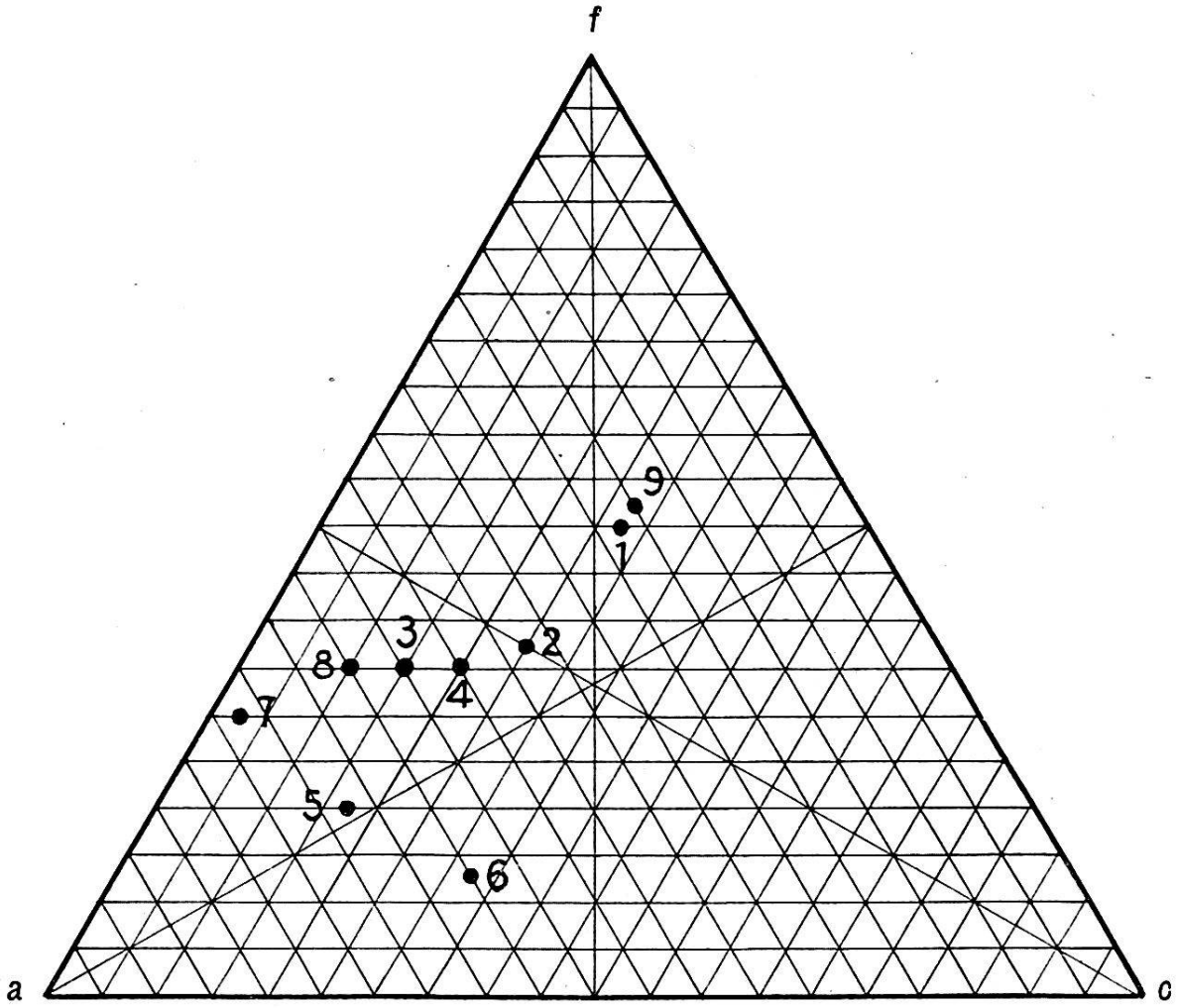
In dem Fleckengneis aus dem Verzascatunnel sind Na_2O und K_2O ungefähr in gleichen Mengen vorhanden; jener Gneis enthält neben Orthoklas auch viele und grosse, saure Plagioklase. In den Gneisen von Reazzino und Gorippo herrscht K_2O gegenüber Na_2O bedeutend vor, während dies Verhältnis bei den Orthogneisen dieser Zone gerade umgekehrt ist, trotzdem z. B. der Gneis von Brione ziemlich viel, der Gneis von Reazzino hingegen sehr wenig Muskovit führt. Mineralogisch findet dies seinen Ausdruck darin, dass in den stark injizierten Gneisen der mikroklinartige Feldspat vorherrscht, während er in den sauren Orthogneisen nur in untergeordneter Menge auftritt[1].

Geologisches. Schon aus der geschichtlichen Einleitung ging hervor, dass die Injektion von jeher entweder als eine pneumatolytische, aplitische oder granitische erkannt worden war. Stets wurde sie als das Produkt der letzten magmatischen Nachschübe der meist granitischen Intrusiva betrachtet, welche für diese Zone aus demselben Magma stammen dürften, wie der nordwärts davon so mächtig entwickelte Orthogneis, in welchem selbst zahlreiche und grosse Pegmatitgänge aufgefunden werden können.

Makroskopisch und besonders im Terrain sieht man, dass die Injektion von den Pegmatit- und Aplitgängen ausgeht und dass die feinsten hellen Lagen und Aederchen der Injektionsgneise nichts anderes sind als letzte Verzweigungen solcher Gänge; mikroskopisch, im Dünnschliff zeigen die Injektionsäderchen, deren alleräusserste Enden gewissermassen die Injektionsdendriten bilden, denselben Mineralbestand und dieselbe Struktur wie jene Gänge; daher muss die Injektion für diese Gneiszone als eine spezifisch **aplitisch-pegmatitische** bezeichnet werden.

[1] Bekanntlich hat auch M. Reinhardt (**29** und **30**) in den pneumatolytischen Kontakt- und Injektionszonen der rumänischen Karpathen die Anreicherung des Kaliums nachgewiesen.

Vielleicht waren die ursprünglich vorhanden gewesenen Gesteine ähnliche Paraschiefer, wie sie heute noch südlicher davon im Seegebirge vorliegen.



Projektion nach Osann.

1. Hornblende-Biotitgneis, Madonna del Sasso, Locarno. — 2. Fleckengneis aus dem Verzascatunnel. — 3. Fein gebänderter Biotitgneis von Gorippo. — 4. Biotitgneis von Reazzino. — 5. Zweiglimmergneis von Brione (Verzasca). — 6. Fast massiger Granit von Claro (**22**). — 7. Zweiglimmerorthoklasgneis, Gorippo (**17**). — 8. Gruppenmittel der Alkalifeldspatgneise (**17**). — 9. Gruppenmittel der Plagioklasgneise (**17**).

Mineralog.-Petrograph. Institut der Eidgenössischen techn. Hochschule, Zürich, Februar 1912.

Literatur-Verzeichnis.

1. E. Argand. L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales. (*Bulletin... Lausanne*, 1909.)

2 B. Baumgärtel. Ueber Quarzinjektion in der Umgebung der vogtländisch-westerzgebirgischen Granitmasse. (*Centralbl. f. M., G. u. P.*, 1907.)

3. B. Baumgärtel. Eruptive Quarzgänge in der Umgebung der vogtländisch-westerzgebirgischen Granitmassive. Clausthal 1911.

4. R. Beck. Ueber einige Eruptivgneise des sächsischen Erzgebirges. (*T. M. P. M.*, XIII, 1904, p. 286—288.)

5. F. Becke. Ueber Myrmekit. (*T. M. P. M.*, XXVII, 1908.)

6. Alfr. Bergeat. Der Granodiorit von Concepcion del Oro im Staate Zacatecas (Mexico) und seine Kontaktbildungen. (*N. J. f. M., G. u. P.*, 1909. Beil. Bd. XXVIII.)

7. E. Bergeat. Beobachtungen über den Diorit (Banatit) von Vaskö im Banat und seine endogene und exogene Kontaktmetamorphose. (*N. J. f. M., G. u. P.*, 1910. Beil. Bd. XXX.)

8. Ed. Blösch. Zur Tektonik des schweizerischen Tafeljura. (*Diss., N. J. f. M., G. u. P.*, Beil. Bd. XXIX, 1910.)

9. C. Chelius. Granitinjektionen im Diorit von Seidenbach bei Knoden im Odenwald. (*N. J. f. M., G. u. P.*, 1899. I.)

10. C. Chelius. Petrographische Untersuchungen im Odenwald. (*Centralbl. f. M., G. u P.*, 1906.)

11. A. Daly. The secundary origin of certain granits. (*Amer. Journ. of Sc.* 170, 1905.)

12. M. Daubrée. Etudes et expériences synthétiques sur le métamorphisme et sur la formation des roches cristallines. Paris 1860.

13. E. Dölter. Petrogenesis. Braunschweig, 1906.

14. L. Duparc et L. Mrazec. Sur les phénomènes d'injections et de métamorphisme exercées par la Protogine et les roches granulitiques en général. (*N. J. f. M., G. u. P.*, 1899. II.)

15. O. Fischer. Ueber einige Intrusivgesteine der Schieferzone am Nordrand des zentralen Granits aus der Umgebung der Sustenhörner (mittleres Aarmassiv). (*T. M. P. M.*, 1905.)

16. C. Gäbert. Die Gneise des Erzgebirges und ihre Kontakterscheinungen. (*N. J. f. M., G. u. P.*, 1909. I.)

17. U. Grubenmann. Die kristallinen Schiefer. II. Aufl. 1910. Berlin.

18. U. Grubenmann und Ch. Tarnuzzer. Beiträge zur Geologie des Unterengadins. II. Teil: Die kristallinen Gesteine. (*Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz.* Neue Folge. Bern, 1909.)

19. Ch. R. van Hise. A Treatise of Metamorphism. Washington, 1904.

20. Beiträge zur Kenntnis des kristallinen Grundgebirges im Spessart mit besonderer Berücksichtigung der genetischen Verhältnisse. (*N. J. f. M., G. u. P.*, 1896. II.)

21. G. Klemm. Beobachtungen an granitischen Gängen und ihrem Nebengestein. (*N. J. f. M., G. u. P.*, 1899. I.)

22. G. Klemm. Bericht über Untersuchungen an den sog. *Gneisen* und den metamorphen Schiefern der Tessiner Alpen. (*Sitzungsberichte d. K. pr. Akad. d. Wissensch.*, 1906 u. 1907.)

23. A. Lacroix. Le granit des Pyrénées et ses phénomènes de contact. (*N. J. f. M., G. u. P.*, 1900, I. u. 1901, II.)

24. A. de Lapparent. Note sur le rôle des agents minéralisateurs dans la formation des roches éruptives. (*N. J. f. M., G. u. P.*, 1890. II.

25. J. Lehmann. Untersuchungen über die Entstehung der altkristallinen Schiefergesteine mit besonderer Bezugnahme auf das sächsische Granulitgebirge, Erzgebirge, Fichtelgebirge und bayrisch-böhmische Grenzgebirge. (*N. J. f. M., G. u. P.*, 1884. II.)

26. F. v. Loewinson-Lessing. Studien über die Eruptivgesteine. Petersburg, 1899.

27. P. Niggli. Die Differentiation im Südschwarzwald. Vorläufige Mitteilung. (*Centralbl. f. M., G. u. P.* 1911.)

28. H. Philipp. Vorläufige Mitteilungen über Resorptions- und Injektionserscheinungen im südlichen Schwarzwald. (*Centralbl, f. M.*, 1907.)

29. M. Reinhard. Der Coziagneiszug in den rumänischen Karpathen. (*Diss., Buletinul Societatei de Sciinte.* An. XVI. Nr. 3 u. 4. 1906.)

30. M. Reinhard. Die kristallinen Schiefer des Fagaraser Gebirges in den rumänischen Karpathen. (*An. Instit. Geol. al. Romaniei.* III. Bd. 1909.)

31. Fr. Reinhold. Pegmatit- und Aplit-Adern aus den Liegendschiefern des Gföhler Zentralgneises im nieder-österreichischen Waldviertel. (*T. M. P. M.* XXIX. 1910.

32. F. Rinne. Ueber Mikroklinstruktur. (*N. J. f. M., G. u. P.* 1890. II.

33. Friedr. Rolle. Das südwestliche Graubünden und nordöstliche Tessin. (*Beitr. z. geolog. Karte d. Schweiz.* 1881.)

34 H. Rosenbusch. Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. II. 1. 1907. Stuttgart.

35. J. J. Sederholm. Ueber eine archäische Sedimentformation im südwestlichen Finnland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges. Helsingfors, 1897.

36. F. M. Stapff. Geologische Karte der Gotthardbahnlinie von Erstfeld bis Castione. 1885.

37. W. Staub. Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal im Kanton Uri. (*Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz.* Neue Folge. Lieferung XXXII. 1911.)

38. E. Stecher. Kontakterscheinungen an schottischen Olivindiabasen. (*T. M. P. M.* IX. 1888.)

39. B. Studer. Geologie der Schweiz. I. Bd. Bern und Zürich, 1851.

40. E. Truninger. Geologisch-petrographische Studien am Gasterenmassiv. (*Mitteilungen d. naturf. Ges.* Bern. 1911.)

41. P. Waindziok. Petrographische Untersuchungen an Gneisen des St. Gotthard. Berlin. 1906. (*Diss.*)

42. Fr. Weber. Ueber den Kali-Syenit des Piz Giuf und Umgebung (östl. Aarmassiv) und seine Ganggefolgeschaft. (*Diss., Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz.* 1904.)

43. O. Wilckens. Das kristalline Grundgebirge des Schwarzwaldes. (*Steinbruch, Zeitschrift für die Kenntnis und Verwertung natürlicher Bausteine.*) Berlin, 1908.

44. T. J. Wojno. Petrographische Untersuchung der Casannaschiefer des mittlern Bagnetales (Wallis). (*N. J. f. M., G. u. P.* 1912).

45. F. Zirkel. Lehrbuch der Petrographie. I. Leipzig. 1893.

46. F. Zirkel. Lehrbuch der Petrographie. III. Bd. Leipzig. 1894. p. 183.

47. O. Züst. Ueber granitische und diabasische Ganggesteine in der Umgebung von Ardez im Unter-Edgadin. (*Diss.*, Zürich. 1905.)