

ÜBER ALTER,
LAGERUNGSFORM UND ENTSTEHUNGSART
DER
PERIADRIATISCHEN
GRANITISCHKÖRNIGEN MASSEN.

HABILITATIONSSCHRIFT

ZUR ERLANGUNG DER

VENIA LEGENDI DER NATURWISSENSCHAFTLICH-MATHEMATISCHEN FACULTÄT
DER RUPRECHT-KARLS-UNIVERSITÄT ZU HEIDELBERG

VORGELEGT VON

Dr. WILHELM SALOMON,

BISHER PRIVATDOCENT AN DER UNIVERSITÄT PAVIA.

HEIDELBERG 1897.

MIT EINER ÜBERSICHTSKARTE, 7 PROFILEN UND 2 ANSICHTEN.

WIEN 1897.

ALFRED HÖLDER,

K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,

ROTHENTHURMSTRASSE 15.

Separat-Abdruck aus „Tschermak's Min. u. petrogr. Mitteilungen,
herausgeb. von F. Becke“ XVII. Band. 2./3. Heft.

Den Anstoss zu der folgenden Untersuchung gab mir eine von Ferdinand Löwl im Jahre 1893 in Petermann's Mittheilungen¹⁾ veröffentlichte Abhandlung über die „Tonalitkerne der Rieserferner in Tirol“. In dieser in vielen Beziehungen interessanten und erfolgreichen Studie wird die intrusive Natur der tonalitischen Massen der Rieserfernergruppe mit Sicherheit erwiesen und die Behauptung aufgestellt, dass diese ebenso wie die durch Nähe, ähnliche Form und Anordnung mit ihnen eng zusammengehörigen Tonalitmassen des Iffinger und des nördlichen, eigentlichen Adamello-Gebirges vorpermische Lakkolithen seien. Hingegen wird das Gebirge des Rè di Castello, das heisst also der südliche Theil der Adamello-Gruppe, als triadischer echter Stock anerkannt. Ich habe nun bereits an drei Stellen²⁾ ganz kurz Gründe angeführt, weswegen dieser hypothetische Theil der Löwl'schen Arbeit zum Theil für unrichtig zu halten ist, will aber im Folgenden zum ersten Mal ausführlich darauf eingehen. Dabei schien es mir von Interesse zu sein, die Frage nach dem Alter und der Entstehungsart des Adamello-Tonalites auch auf die übrigen im Bereiche des periadriatischen³⁾

¹⁾ Heft IV und V.

²⁾ Giornale di Mineralogia. Pavia 1894. Vol. V, pag. 129. — Boll. Soc. geol. Ital. 1895. Vol. XIV, Heft 2. — Sitz.-Ber. d. Preuss. Akad. d. Wiss. Berlin 1896, pag. 1047.

³⁾ In dem von Taramelli und Suess eingeführten Sinne. — Leider wurde mir die wichtige Arbeit von Frech, „Ueber die Tribulaungruppe am Brenner“ u. s. w. (Richthofen-Festschrift) erst nach Beginn der Drucklegung zugänglich. Ich werde daher erst in einer späteren Abhandlung darauf eingehen können.

Senkungsgebietes gelegenen granitisch-körnigen Massen auszudehnen und auch mit einigen entfernteren Vorkommnissen Vergleiche anzustellen. Möge es dabei gestattet sein, für diese häufig das Innere mächtiger Gebirgsgruppen zusammensetzenden Gebilde den Ausdruck „Kern“ von LöwI zu entlehnen, ohne ihm jedoch irgend eine bestimmte geologische Bedeutung beizulegen.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, an dieser Stelle allen denen, welche die vorliegenden Untersuchungen, sei es durch Auskünfte und Rathschläge, sei es durch Ueberlassung von Original-Material unterstützt haben, für ihr liebenswürdiges Entgegenkommen herzlich zu danken. Es sind das in erster Linie die Herren L. Brugnatelli, Doelter, Grubenmann, v. John, C. Klein, Conte Melzi, Parona, Porro, Riva, Rosenbusch, Rothpletz, Taramelli, Tommasi, Traverso, Zirkel. Ausserdem bin ich der königlich preussischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin in hohem Masse für eine mir im Jahre 1895 gewährte Reise-Subvention für die Aufnahmen im Adamello-Gebiete verpflichtet und benütze auch diese Gelegenheit, um ihr meinen ehrerbietigen Dank auszusprechen.

Wenn man, wie es in der vorliegenden Arbeit versucht ist, eine grössere Anzahl petrographisch ähnlicher Gesteinsmassen in gemeinsamer und vergleichender Weise auf bestimmte geologische Charaktere untersucht, so handelt es sich in erster Linie darum, festzustellen, inwiefern einzelne dieser geologischen Individuen zu einer syngenetischen Gruppe zusammengefasst werden können, und worin die Kriterien für die Annahme einer wahren Syngeneese, das heisst in meinem Sinne, gleichartiger und gleichzeitiger Entstehung durch dieselbe Ursache bestehen. In unserem Falle handelt es sich nun um sogenannte Centralmassen oder -Kerne. Bei diesen ist das erste, wenn auch weder nothwendige, noch sichere Kriterium für Syngeneese stets in räumlicher Nähe gesucht worden, wofern nicht deutliche andere Anzeichen dagegen sprachen. Es wird Niemandem einfallen, die alpinen Granite ohne weiteres mit den sächsischen oder englischen Graniten für gleichalterig und auf gleiche Weise entstanden zu erklären, während im Laufe der Zeit eine ganze Anzahl von Hypothesen aufgestellt wurden, die sämtliche alpinen Granite und insbesondere die eines kleineren Districtes als zu einer syngenetischen Gruppe gehörig auffassten. Ich erinnere z. B. daran,

dass die oberflächlich getrennten Granite der Cima d'Asta und des Eisackthales von verschiedenen Autoren, der Granit von Brusio und Val Fontana im Veltlin von Theobald wesentlich auf Grund ihrer räumlichen Nähe als zusammengehörig, ja möglicher Weise unterirdisch zusammenhängend angesehen wurden. Ein zweites, ungleich sichereres Kriterium ist bei räumlicher Nähe in der topographischen Anordnung, ein drittes, häufig mit dem zweiten vereinigt, in der mit der Anordnung im Zusammenhang stehenden Form-Ausbildung der Centralmassen gefunden worden. Ein vortreffliches Beispiel ist dafür gerade die im Folgenden ausführlich behandelte Kette der peripherischen periadriatischen granitisch-körnigen Massen (Adamello-Franzensfeste-Rieserferner), die ich von nun an der Kürze halber als periadriatischen Randbogen bezeichnen werde. Diese Massen¹⁾ sind nicht nur räumlich benachbart, sondern auch im Sinne einer gekrümmten Linie angeordnet und in die Länge gestreckt. Ja, sie verrathen auch durch Annäherung an bestimmte tektonische Linien und Parallelismus mit ihnen (Judikarienlinie), dass sie unter einander in syngenetischem Verbande stehen. Es ist daher von verschiedenen Autoren, zuletzt wohl besonders deutlich von Löwl (l. c.) die gemeinsame und gleichzeitige Entstehung dieser Massen verfochten worden. Auch ich stehe in der folgenden Arbeit auf dem Boden dieser Anschauung und werde mich der beschriebenen Kriterien bedienen, wofern nicht geologische Erscheinungen beobachtet wurden, die direct zur Bestimmung des Alters, der Lagerungsform, des Entstehungsortes und der Entstehungsart unserer Massen verhelfen.

Untersuchen wir zunächst die Löwl'schen Angaben über das Adamello-Gebirge.

Löwl (l. c. pag. 11) sagt: „Das Räthselhafte liegt darin, dass der Tonalit im Norden als Kern“ (im Sinne von Lakkolith) „in krystallinen Schiefen und im Süden als Stock in der Trias steckt, ohne dass man die Stelle bezeichnen könnte, wo die Anakoluthie einsetzt Wer sich in seinem Urtheil über den Bau der ganzen Tonalitmasse von den Erfahrungen leiten lässt, die er im Norden, im Bereiche des alten Kerns sammelte, der muss den im Süden an-

¹⁾ Man vergleiche das beigeheftete Uebersichtskärtchen, die Noë'sche Alpenkarte oder das kleine Kärtchen bei Suess, Antlitz der Erde, Bd. I, pag. 322.

geschlossenen Stock mit Stache, Teller und Bittner für einen Horst halten und sich mit der activen Contactmetamorphose, die an die vorausgesetzten Randbrüche gebunden ist, abfinden, so gut er kann. (Stache half sich mit der Annahme von Thermalwirkungen.) Wer dagegen, wie Suess und Salomon, aus den Contactverhältnissen die Ueberzeugung schöpft, dass der Tonalit erst nach dem Absatze des Muschelkalks zum Durchbruch kam, der hat das Räthsel zu lösen, wie dieser junge Tonalit im Gebiete des Adamello und der Presanella in dem lange vorher gefalteten Schiefer unter ein einfaches, kuppelförmiges Dach gerieth.“

Nachdem er so das zu untersuchende Problem festgestellt hat, beschreibt er seine eigenen Beobachtungen und argumentirt dabei in folgender Weise. Er glaubt constatirt zu haben, dass in dem nördlichen Adamello-Gebiet, und zwar insbesondere an der Malga Ervena in der Val di Fumo, die an den Tonalit anstossenden geschichteten Gesteine, die er sämmtlich für krystalline Schiefer hielt, über dem Eruptivgestein eine regelmässige Kuppel bildeten. Daraus folgerte er, dass die Intrusion des Tonalites vor der ersten Faltung der krystallinen Schiefer stattgefunden haben müsse und demnach wenigstens vorpermisch sei. Da er aber die stockförmige Natur des Re di Castello nicht in Abrede stellen zu können glaubte, wurde er zur Annahme einer Störungslinie zwischen dem nördlichen und südlichen Theile des Adamellogebirges genöthigt und glaubte diese in der Grenzlinie zwischen den Sandsteinen des Lago d'Arno und Lago di Campo auf der einen, den krystallinen Schiefen der Val Savio auf der anderen Seite zu erkennen.

Ich werde nun im Folgenden diese Beweisführung Punkt für Punkt zu widerlegen suchen und fange mit der „regelmässigen Kuppelform“ an.

Der Contact zwischen Tonalit und Phyllit in der Val d'Avio wurde von G. vom Rath beschrieben.¹⁾

„Diesem Thal eine starke Stunde aufwärts folgend, erreicht man die Gesteinsgrenze; die untere Hälfte ist Thonschiefer, h 7—8

¹⁾ Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1864, pag. 263.

streichend, 80° gegen Nord fallend. . . . Die Grenze gegen den Tonalit entspricht hier genau dem Streichen und Fallen der Schiefer-schichten. An den mindestens 2000 Fuss steil abfallenden Thal-wänden erblickt man beinahe geradlinig die Gesteinsgrenze empor-ziehen. . . . Die Grenze des Eruptivgesteins geht entweder senk-recht zur Tiefe nieder, oder fällt steil nach aussen; dasselbe richtete den Thonschiefer ringsum empor, dessen Schichten um so steiler von der Grenze abfallen, je näher an derselben.“ Diese Angaben, auf die sich alle später das Adamello Gebirge beschreibenden Forscher stützten, bedürfen mehrerer Berichtigungen. Die geschichteten Gesteine sind echte Phyllite und wurden von dem Tonalit, wie ich schon 1890¹⁾ mittheilte, stark metamorphisch beeinflusst. Die geologischen Rich-tungen sind etwas variabel.

Ich beobachtete im Jahre 1894 auf dem rechten östlichen Ge-hänge die folgenden Verhältnisse. Bald nach dem Eingang in das N—S gerichtete Thal auf dem unteren Wege stehen silbergraue Phyllite mit seltenen Quarzknuern an. Sie sind vollständig verwittert und zer-bröckelt und lassen daher die geologischen Richtungen nicht erkennen. Es folgen kohlige Phyllite, bald mehr grau, bald mehr schwarz gefärbt, petrographisch völlig mit der von mir 1890²⁾ beschriebenen und auch auf dem linken Ufer auftretenden Varietät übereinstimmend. An der Stelle, wo der Weg den Bach überschreitet, stieg ich links in die Höhe bis zu dem oberen Wege. Dort trifft man nun schon vom Tonalit metamorphosirte, Glimmerschiefer-ähnliche Gesteine an, die ich hier petrographisch nicht beschreiben will. Sie enthalten Quarzlagen und streichen erst Ost-West bei fast saigerer Stellung, beziehungsweise steilem Süd-Fallen. Dann mass ich gegen den Tonalit hin $N 80^\circ W$ bei 80° Nord-Fallen, $N 77^\circ W$ bei steilem Nord-Fallen, $N 60^\circ W$ und Süd-Fallen. Dann folgen gebogene Schichten; und nach diesen mass ich von neuem $N 85^\circ W$ und steiles Nord-Fallen und bis zum Tonalit hin immer ähnliches Fallen und Streichen. Der Tonalit ist an der ungefähr O—W streichenden Grenze feinkörnig, etwas schieferig und meist arm an gefärbten Gemeng-theilen, unter denen der Glimmer die Hornblende ganz zu verdrängen scheint. Die Contactfläche steigt wenigstens eine ganze

¹⁾ Ebenda, 1890, pag. 499.

²⁾ l. c. pag. 532—533.

Strecke weit mit schwacher Neigung an dem Hang empor, während die metamorphen Schiefer mit N75 W-Streichen und ganz steilem Nord-Fallen auf ihr liegen und an ihr abschneiden.

Hinsichtlich des weiter nach Westen gelegenen Monte Aviolo kam ich schon 1890¹⁾ zu dem Resultat: „Die Contactfläche zwischen dem Tonalit und dem Schiefer hat eine ganz unregelmässige Gestalt. Sie entspricht nämlich nicht etwa einer ebenen oder regelmässig schwach gewölbten Fläche, sondern ist regellos buckelig geformt; auf der einen Thalseite steht sie steil, auf der anderen ist sie schwach geneigt und verflächt beide Male in verschiedenen Richtungen. Die Schichten der Schiefer liegen stellenweise auf dem Tonalit und schneiden mitunter scharf an der Contactfläche ab. Dabei ist im Grossen und Ganzen ihr Streichen aber dennoch dem Verlauf der Grenzlinie parallel.“

Dies Resultat ist auch durch die in weiteren vier Sommern von mir angestellten Untersuchungen nicht umgestossen worden und scheint mir für den grössten Theil der Tonalitgrenze in der nördlichen Adamellogruppe sehr genau die thatsächlichen Verhältnisse auszudrücken. Dass man aber dennoch nicht eine auch nur ziemlich regelmässige Kuppelform der den Tonalit umgebenden Schichten annehmen kann, geht aus den folgenden neuen Beobachtungen hervor. Geht man von Pozzolo²⁾ um den Monte Piccolo herum in die Val Finale hinein, so erreicht man sehr bald mächtige Schutthalden, dann erst spärliche, später bessere Aufschlüsse im anstehenden Gestein. Es besteht aus stark gefalteten contactmetamorphen Phylliten, die anscheinend ostnordöstliches Streichen bei ganz steilem, also vom Tonalit weg gerichteten Nord-Fallen haben. In höchstens 100 Meter Entfernung vom Tonalitcontact aber folgen, scheinbar unter den Phylliten, stark metamorphosirte Schichten ursprünglich klastischer Gesteine, die entweder zum Perm oder zur untersten Trias, wahrscheinlicher zu dem ersteren gehören. Sie streichen, soweit das die glaciale Abrundung der Aufschlüsse erkennen lässt, mit N15 bis 35 O und fallen steil nach SO, also unter den Tonalit ein; beziehungsweise sie stehen senkrecht. Diese Zone lässt sich auch über

¹⁾ l. c. pag. 479.

²⁾ Am Westgehänge des Monte Aviolo oberhalb Edolo.

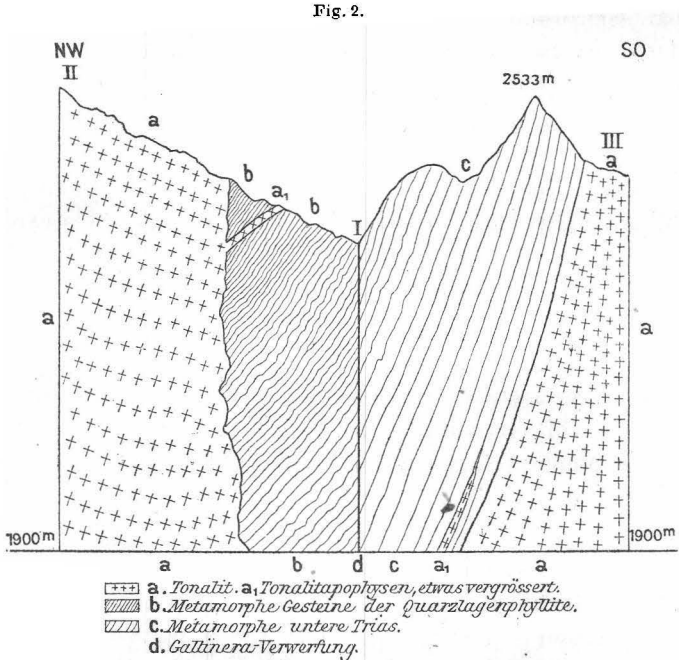
den Kamm des Monte Piccolo hinweg in die südlich anstossende Foppa hinein verfolgen, wo ich sie schon im Jahre 1889 gesehen hatte, aber damals noch nicht von den gleichfalls äusserst stark metamorphisch veränderten phyllitischen Gesteinen hatte unterscheiden können. Während sie aber in der Val Finale direct an den Tonalit stösst, legt sich ihr in der Foppa noch eine 200—300 Meter breite Zone von metamorphen Phylliten vor, so dass sie auf beiden Seiten scheinbar concordant von diesen eingeschlossen wird. Nordwärts schneidet diese zweite Phyllitzone an dem nach Westen spornartig vorspringenden Tonalit ab, wie ich das bereits 1890¹⁾ angedeutet hatte. Zwischen der zweiten, dem Tonalit benachbarten Phyllitzone und dem Perm-System verläuft offenbar ein Bruch; das Schichtsystem ausserhalb des Bruches aber und in der Val Finale ist so angeordnet, dass die jüngsten Schichten unter den Tonalit einfallen, während bei einer antiklinalen Kuppel gerade die ältesten Schichten sich auf den Tonalit legen müssten. Ich kann an dieser Stelle nicht weiter die Einzelheiten dieses Profils besprechen, werde aber darauf demnächst in einer Monographie der metamorphen klastischen Adamello-Gesteine näher eingehen und will jetzt kurz die Verhältnisse am Passo Gallinera südlich vom Monte Aviolo erwähnen. Schon Stache²⁾ hatte darüber angegeben, dass der Tonalit des Monte Aviolo durch eine Zone von „verschiedenen Schiefnern mit Einlagerungen von krystallinischen, Granat führenden Kalklagern und lagerförmigen Massen von dioritischen Gesteinen“ von der südlich anstossenden Hauptmasse des Adamello getrennt sei. Später (ebenda 1880) fügte er hinzu, dass diese „Randzone“ wahrscheinlich dem unteren Servino von Paspardo äquivalent und ein „subvulcanisches“, d. h. ein zwischen Oberflächen-Ergüssen und Gängen von Tonalit, Diorit und Granit abgesetztes und erstarrtes Gebilde sei. Ich besuchte dann im Jahre 1888 dieselbe Localität und constatirte, dass Stache's Zone von contactmetamorphen Gesteinen mit Tonalitgängen gebildet wird. Hinsichtlich ihrer Herkunft und stratigraphischen Stellung sprach ich mich nicht aus. Jetzt aber, nachdem ich die ganze Westflanke des Adamellogebirges genau aufgenommen und auch Val und Passo Gallinera

¹⁾ l. c. pag. 479.

²⁾ Verh. d. geol. Reichsanst. Wien 1879.

einer eingehenden Untersuchung unterworfen habe, kann ich das beistehende Profil des Passo Gallinera mittheilen, das für die Auffassung der Adamello-Tonalitmassen von Bedeutung ist.

Man sieht ohne Weiteres, dass zwischen dem nördlichen Tonalit des Monte Aviolo und dem südlichen der Baitonegruppe eine auf der Passhöhe vier bis fünfhundert Meter breite Zone von ge-



Profil I. Maasstab ungefähr 1 : 10.000. Höhen natürlich.

I Passo Gallinera 2319 Meter.

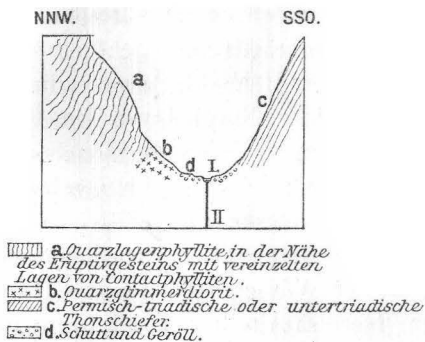
II Südöstliche Ausläufer des Monte Aviolo.

III Nordwestliche Ausläufer des Corno Baitone.

schichteten, steil nach Norden geneigten Gesteinen eingekeilt ist. Von beiden Seiten dringen Gänge und Adern des Tonalites in die Schichtgesteine ein. Wir haben also primären Eruptiv- oder, besser gesagt, Intrusiv-Contact. Die geschichtete Zone selbst wird aber dicht bei dem Steinmann der Passhöhe von einer verticalen oder doch wenigstens sehr steil stehenden kolossalen Verwerfung durchsetzt. Nördlich

haben wir metamorphe Phyllite mit Cordierithornfelsen und anderen cordierit- und andalusitreichen Gesteinen. Südlich stossen Hessonitmarmorbänke, geschichtete Kalksilicathornfelse und andere mannigfaltige Contactbildungen der unteren Trias, vielleicht sogar schon des Zellendolomites an. Diese äusserst merkwürdige metamorphe Doppelzone erstreckt sich nach Osten und Westen weiter. Im Osten, wo ich ihre Fortsetzung bereits im Jahre 1890 vermuthungsweise angab (l. c. pag. 499), verfolgte ich sie über Val Aviolo (Val Paghera der Karten) hinüber bis auf den hohen Kamm hinauf, der Val Aviolo und Val d'Avio trennt. Auch kenne ich sichere Anzeichen für ihre Existenz im Aviothal selbst, wo ich sie in diesem Sommer

Fig. 3.



Profil II. Maasstab 1 : 6000.

I Ausgang der Val Rabbia bei Rino.

II Gallineraverwerfung.

weiter zu verfolgen gedenke. Im Westen ist sie und ihr Contact mit dem nördlichen Tonalit an dem Weg aufgeschlossen, der vom Passo Gallinera am nördlichen Gehänge entlang zu der Localität „Grasso delle Foppine“ und von dieser zur Malga Preda oberhalb Mü führt. Ihre Schichten gehen nach Westen mit wachsender Entfernung von dem Tonalit allmählich in normale, nicht metamorphosirte Gebilde über; und zwar entsprechen die nördlich von der Bruchlinie gelegenen Schichten den Quarzlagenphylliten von Sonico, während südlich von der Bruchlinie, je weiter man nach Westen geht, immer ältere Horizonte auf Kosten der jüngeren zum Vorschein kommen, wie aus der folgenden Beschreibung hervorgeht. Am Ausgange der Val Rabbia¹⁾

¹⁾ Vergl. das vorstehende Profil II, Fig. 3.

verläuft der Bach genau auf der Verwerfung. Südlich stehen helle und dunkle klastische Thonschiefer an, mit denen noch etwas weiter nach Süden auf dem Wege, der nach Rino hinunterführt, dünne Bänken von braunrothem und grauem Kalkstein mit mikroskopisch erkennbaren, aber nicht bestimmbar Fossil-Resten und feste Grauwacken wechsellagern. Sie streichen an dem Hang entlang mit zwischen N 55 O und N 70 O variirenden Werten für das Streichen und 65—70° Nord-West-Fallen. Südlich gegen die Cresta Alberina und Val Malga werden sie von einem System von Grauwacken und Phyllit-Quarz-Conglomeraten mit seltenen Thonschieferlagen unterteuft. Ihrem Habitus nach dürften sie dem unteren Servino oder den Perm-Trias-Grenzschiefern angehören, zwischen denen ich natürlich bei dem Mangel an bestimmbar Fossilresten keine sichere Entscheidung treffen kann. Jedenfalls aber gehören sie in ein erheblich tieferes Niveau als die auf der Höhe des Passo Gallinera südlich von der Bruchlinie folgenden Schichten. Nördlich von dem Bach stehen Phyllite mit untergeordneten Phyllitgneissen an. Sie streichen N 70 O, fallen 60° nach Nord-Westen und werden von einem kleinen bis an die Verwerfung heranreichenden und längs dieser am meisten ausgedehnten Quarzglimmerdioritstock ¹⁾ durchsetzt, dessen petrographische und chemische Untersuchung auf meinen Wunsch mein Freund Dr. Carl Riva übernahm. Von seinen interessanten und vor kurzem in den *Atti della Società italiana di Scienze naturali* (Milano 1896) zum Abdruck gekommenen Resultaten theile ich hier nur die folgenden für uns in Betracht kommenden mit. Der Quarzglimmerdiorit stimmt petrographisch sehr genau mit dem von mir beschriebenen, wenige Kilometer entfernten Quarzglimmerdiorit der Val Moja, chemisch mit diesem und dem von Gerhard vom Rath analysirten Tonalit der Val d'Avio überein. Er hat die umgebenden phyllitischen Gesteine ganz ähnlich wie der Quarzglimmerdiorit der Val Moja metamorphosirt, nur dass unter den von ihm producirt Contactmineralien Korund fehlt, sich dafür aber stellenweise Staurolith findet. Auch jenseits der Val Camonica ist die Gallinera-Verwerfung weiter zu verfolgen. Ich fand sie wieder auf bei Lava nördlich von Malonno, wo sie die Grenze zwischen den Quarzlagenphylliten und klastischen,

¹⁾ Man vergleiche über diesen Stock, welchen ich im Jahre 1894 auffand, auch das in den Sitz.-Ber. d. Preuss. Akad. d. Wiss., Berlin 1896, pag. 1045, Gesagte.

wahrscheinlich zum Perm gehörigen Schieferen bildet. Beide Systeme streichen ungefähr N 60 O und fallen mit etwa 60° nach Nord-Westen ein, so dass auch dort also die klastischen Gesteine scheinbar von den Phylliten überlagert werden. Es ist nicht correct, wenn Cozzaglio¹⁾ angibt, dass der grünliche Schiefer von Lava „finalmente, con sfumatura litologica, passa alla quarzofillite di Edolo“. Sie sind schon petrographisch ganz scharf, geologisch aber sogar durch eine Verwerfung von wenigstens mehreren hundert Metern Sprunghöhe getrennt.

Die beschriebenen Ergebnisse zusammen mit denen Riva's führen zu einer interessanten Schlussfolgerung. Riva's Untersuchungen machen es nämlich sehr wahrscheinlich, dass sowohl der Quarzglimmerdiorit der Val Moja als auch der von Rino nur kleine stockförmige Apophysen des Tonalites sind. Nun wird aber der Rino-Diorit, wie ich ihn hier der Kürze halber nennen will, von der Gallinera-Verwerfung abgeschnitten und hat zwar in den nördlichen Quarzlagenphylliten und Phyllitgneissen, nicht aber in den unmittelbar südlich von dem Bache anstossenden Thonschiefern Contactmetamorphose erzeugt. Daraus folgt mit Sicherheit, dass die Verwerfung nach der Intrusion des Rino-Diorites und somit auch nach der Intrusion des Tonalites entstand.

Die angeführten Thatsachen zeigen bereits, dass „die den Tonalit umgebende Schieferhülle“ keineswegs eine „regelmässige Kuppelgestalt“ besitzt. Ausserdem werde ich aber im Folgenden nachweisen, dass die primäre Contactfläche zwischen dem Tonalit und den ihn umgebenden Schichtsystemen von einem stratigraphischen Niveau in's andere übergeht, und dass auf der ganzen Strecke vom Passo Gallinera bis zum Lago d'Arno fast immer die jüngsten Schichten mit dem Tonalite in Contact kommen, nicht die ältesten, und fast immer unter den Tonalit einschiessen, statt sich auf ihn aufzulegen. Dabei kann ich aber nicht umhin, auch auf den zweiten strittigen Punkt zu sprechen zu kommen, nämlich auf die Frage, ob denn wirklich, wie Löwlglaubte, in der ganzen nördlichen Adamellogruppe nur die krystallinen Schiefer von dem Tonalit metamorphosirt worden

¹⁾ Giornale di Mineralogia, 1894, pag. 8 des Separatabdruckes.

sind. Wir haben schon in den vorhergehenden Auseinandersetzungen für zwei Stellen das Gegentheil festgestellt, nämlich für die Val Finale, wo wahrscheinlich zum Perm, vielleicht aber auch zum Servino gehörige Schichten, und für die Linie Val Gallinera-Val d'Avio, wo die untere, vielleicht sogar selbst Theile der mittleren Trias in Primärcontact mit dem Tonalit kommen und von ihm hochgradig metamorphosirt werden. Ausserdem machte ich bereits 1894 darauf aufmerksam¹⁾, dass am Corno delle Granaie vom Tonalit metamorphosirte Schichten des Perm und des Servino auftreten. Jetzt kann ich nun hinzufügen, dass vom Lago d'Arno bis sicher wenigstens zur Val Finale auf der Nordseite des Adamellogebirges der Tonalit meist sei es direct im Primärcontact mit Schichten der unteren und mittleren Trias oder des Perm ist und sie metamorphosirt hat, sei es nur durch mehr oder weniger schmale Zonen von metamorphen krystallinen Schiefen von ihnen getrennt ist, sie aber doch intensiv metamorphisch beeinflusst hat. Stache hatte nicht Unrecht, wenn er in seiner „subvulcanischen, beziehungsweise epikrystallinen Randzone“ auch die Aequivalente des unteren Servino sah, nur dass sie keine „subvulcanische“ Bildung, sondern die normale, wenn auch aussergewöhnlich grossartig entwickelte Contactzone eines Tiefengesteins ist. Ich weiss nicht, woran es liegt, dass Löwl diese Stache'sche Angabe, die auch von Suess citirt und sogar durch eine Abbildung erläutert wurde, gar nicht berücksichtigt hat, vermuthet aber, dass es auf der vorsichtigen und an einer Stelle in der That nicht correcten Fassung meiner früheren Angaben beruht. Ich vermied es in diesen meistens absichtlich, mich über das stratigraphische Niveau der von mir untersuchten Contactgesteine auszusprechen, bevor ich es nicht durch eingehende Untersuchungen auch der normalen Schichtcomplexe festgestellt hätte. So sagte ich z. B. in meinem Aufsatz: „Ueber einige Einschlüsse metamorpher Gesteine im Tonalit“²⁾, dass ich auf die Frage, „aus welchem ursprünglichen Material denn die vorliegenden Gesteine entstanden“ seien, „eine sichere Antwort nicht geben“ könne, und fügte hinzu, dass der petrographische Charakter und „das Vor-

¹⁾ Giornale di Mineralogia, pag. 129.

²⁾ Neues Jahrb. f. Miner., Beil.-Bd. VII, pag. 484.

handensein von Marmorlagern im umgewandelten Schiefergebirge¹⁾ am Lago d'Arno und im Salarnothal“ darauf hinweise, „dass es kalkreiche Zwischenlagen des Schiefergebirges¹⁾ waren, welche, in den flüssigen Tonalit“ gerathen, durch umwandelnde Vorgänge zu unseren Contactgesteinen wurden. „Nähere Angaben über die Natur der Urgesteine zu machen, bin ich vorläufig nicht im Stande.“ In einer späteren Mittheilung²⁾ aber citirte ich Stache's auf die Randzone bezügliche Beobachtungen und Deutungen und sagte, dass ich sie im wesentlichen bestätigen könne. „Nur weiche ich in der Auffassung jener Randzone erheblich von Stache ab, denn ich halte sie auf Grund makroskopischer und mikroskopischer Untersuchungen für die normale Contactzone des Tonalits.“ Es scheint mir nun, als ob Löwl diesen Mangel an Präcisirung des stratigraphischen Niveaus so aufgefasst hat, als ob ich nicht bloß die metamorphen Schichten des M. Aviole, sondern überhaupt die ganze Contactzone für ein Aequivalent der krystallinen Schiefer und insbesondere phyllitischer Gesteine hätte erklären wollen. Wenigstens heisst es auf pag. 13 seiner Arbeit: „Zwei Gesteinszüge, die nach den Untersuchungen Salomon's aus contactmetamorphen Gneissphylliten bestehen.“ Und ferner sagt er auf pag. 13 und 14 (des Sonderabdruckes) bei der Beschreibung der den Lago d'Arno im Nordwesten umgebenden metamorphen Gesteine: „Diesen Quarzit hat man irrthümlich für ein Aequivalent der metamorphen Gneissphyllite des Adamellorandes angesehen. . . . Hie und da lässt aber der Quarzit selbst in nächster Nähe des Contactes noch ganz deutlich das gebänderte und streifige Aussehen des unveränderten Sandsteins erkennen, so z. B. in dem von Salomon beschriebenen Aufschlusse.“ Wenn damit gemeint ist, dass ich diese übrigens an dem von mir beschriebenen Aufschlusse, wie auch aus der Beschreibung hervorgeht, keineswegs quarzitischen Gesteine für metamorphe Gneissphyllite gehalten hätte, so beruht das auf einem Irrthum. Ich vermuthete in ihnen damals, wie schon angeführt, „kalkreiche Zwischenlagen des Schiefergebirges“ und bediente mich dabei absichtlich eines stratigraphisch nichtssagenden Ausdrucks. Jetzt kann ich den sicheren

¹⁾ Dieser Ausdruck ist in der That nicht correct und erklärt wohl hauptsächlich Löwl's Missverständnis. Ich hätte sagen müssen „Schichtgebirge“. Doch sind die betreffenden Gesteine wirklich vielfach Schiefer.

²⁾ Tschermak's Mittheil., 1891, pag. 413.

Nachweis bringen, dass sie umgewandelte kalkreiche Schichten der sogenannten Werfener Schiefer, nicht aber umgewandelte permische Sandsteine sind, wie Löwl vermuthete. Dass ich damals keineswegs der Anschauung war, meine gesammte Contactzone und insbesondere die Gesteine am Lago d'Arno gehörten stratigraphisch den krystallinen Schiefen an, geht schon daraus hervor, dass ich in der bereits citirten und lange vor der Löwl'schen Abhandlung publicirten Arbeit¹⁾ unter den 14 mir bekannten Theilen der nördlichen und westlichen Contactzone auch „die ganze Linie vom Lago d'Arno über den Passo della Forcellina hinweg bis unterhalb des Lago di Campo“ aufführte. Für die Schichten dieses Zuges war aber bereits damals von E. Suess der sichere Nachweis des permisch-untertriadischen Alters gegeben; und in meiner Arbeit ist die betreffende Angabe von Suess (Antlitz der Erde, Bd. I, pag. 316 und 317) citirt.

Nach dieser Abschweifung kehre ich nun zu der Untersuchung der auf der Westflanke des Adamellogebirges mit dem Tonalit in Contact befindlichen Schichtgebilde zurück und muss dabei vor allen Dingen bemerken, dass gerade die einzige von Löwl beschriebene und als Beweis für seine Anschauung von der regelmässigen Kuppelform der Schiefer angegebene Contactlocalität, nämlich die Malga Ervina oder richtiger Ervena in der Val di Fumo, mir nicht günstig gewählt zu sein scheint. Löwl sagt darüber (l. c. pag. 12): „Ich möchte dem, der sich durch den Augenschein von der Intrusion des Tonalites überzeugen will, den Besuch der Ervina-Alm auf dem westlichen Hang der Val di Fumo empfehlen. Die Umwandlung des Schiefergneisses in massigen Cordieritfels und das Auftreten einschliessreicher Tonalitgänge in dem Contactgürtel ist hier in ausserordentlich schönen Aufschlüssen zu sehen. Ueberdies kann man aber auch noch beobachten, dass sich die Schieferhülle, die aus dem Camonica-Thal in einer Schleife herüberdringt, dem Tonalithalse zwischen Adamello und Re di Castello in vollkommener Concordanz anschmiegt. An wenigen Stellen zeigt sich so deutlich wie hier auf der Ervina-Alm, dass das Magma nicht in gefaltete, sondern in ungestörte Schichten eingedrungen und als Kern unter einer durch die Intrusion selbst aufgetriebenen Schieferkuppel erstarrt sein muss.“ —

¹⁾ Tschermak's Mittheil., 1891, pag. 408—415.

Ich begab mich auf Grund dieser Angaben im Sommer 1894 nach der beschriebenen Localität. Ich ging von dem unteren Ende des Lago di Campo aus auf einem schwer zu findenden undeutlichen Fusspfade in Nordnordost-Richtung am Berggehänge entlang und kam so zu der kleinen oberhalb der eigentlichen Malga Ervena gelegenen Hütte. Der Weg führt immer über Tonalit oder nicht aufgeschlossenes Terrain. Von der Hütte aus eröffnet sich ein prachtvoller Ueberblick über das zum Passo d'Ignaga¹⁾ führende Hochthal, über Cima delle Casinelle und den Forcel rosso. Ein Theil dieses Panoramas entspricht unverkennbar der von Suess²⁾ wiedergegebenen Photographie Diener's, nur dass zur Zeit meines Besuches der Schnee ganz fehlte und die Schichten vollständig frei lagen. Man erkennt deutlich, dass die nördlich von dem Forcel rosso befindlichen Berge aus grauem Tonalit bestehen. Dann folgt nach Süden eine mächtige, breite Zone von gebanktem, weissem Triasmarmor und dann eine dunklere Zone, die dem Servino und dem Perm entspricht. Weiter nach Süden stehen krystalline Schiefer an. — Ich konnte an jenem Tage nicht mehr den Forcel rosso selbst überschreiten, sondern musste mich begnügen, die bogenförmig zu mir herunterstreichenden Zonen in der Richtung zum Passo d'Ignaga zu durchqueren und von diesem nach Valsaviore abzusteigen. Da fehlt nun allerdings die Marmorzone, die in ihrem bogenförmigen Verlaufe nach unten entweder von dem Tonalit schräg abgeschnitten wird oder vielleicht in ihn eingeschlossen unter unserem Standpunkte durchstreicht. Nach Westnordwest in die Höhe steigend gelangte ich über Tonalit hinweg zu umgewandelten Servinobänken, die in den Tonalit gleichsam eingebacken nach Südwest ziehen. Nach ihnen erreicht man wieder Tonalit, dann für längere Zeit metamorphes Perm und schliesslich die in der That stark vom Tonalit beeinflussten Phyllite. Auf meinem Wege mass ich in diesen erst N 15 O-Streichen bei mittlerem Südost-Fallen, dann N 30 O-, N 50 O- und Ostwest-Streichen bei stets südöstlichem bis südlichem Fallen. Sie verflachen also unter den Tonalit des südlich vorliegenden, auf der österreichischen Generalstabskarte mit der Höhengöte 2660 Meter versehenen Berges. Was aber ihre Stellung gegenüber dem östlich

¹⁾ Auch Passo delle Casinelle genannt.

²⁾ l. c. I., 317.

in der Thalsole der Val di Fumo anstehenden und bis nach Ervena hinaufreichenden Tonalit betrifft, so setzen sie zwar orographisch die höheren Theile des Gehänges zusammen, fallen aber geologisch schräg unter ihn ein und lagern also nicht, wie dies Stache¹⁾ angab, auf dem Tonalit, sondern dienen ihm zusammen mit den auf sie gelagerten Perm- und Trias-Schichten als schräg geneigte Basis. Schon dies eine Factum reicht aus, um Löwl's Anschauung zu widerlegen.

Aus den mitgetheilten Beobachtungen, die im zweiten Theile dieser Arbeit noch wesentlich vervollständigt werden sollen, lassen sich mit absoluter Sicherheit zwei Schlüsse ziehen: 1. Die den Tonalit der nördlichen Adamello-Gruppe umgebenden Schichten bilden weder eine regelmässige, noch eine unregelmässige Kuppel über dem Tonalit. 2. Sie bestehen keineswegs nur aus krystallinen Schiefen, sondern zu einem grossen Theile aus permischen, unter- und selbst mittel-triadischen Ablagerungen, die sämmtlich von dem Tonalite metamorphosirt wurden, also älter als dieser sind.

Unterziehen wir jetzt die von Löwl beschriebene „Verwerfung des Monte Campellio“ einer näheren Prüfung. Löwl gibt an, dass die „Contactschiefer“ der Stache'schen Randzone von der Cima di Casinelle zur Malga Ervena in's Fumothal herüberstreichen und sich dann nach Süden wenden, „als ob sie den Anschluss an den Forcellinazug gewinnen wollten. Verfolgt man sie aber weiter, so stellt es sich heraus, dass sie aus der Süd- als bald in die Südwest-Richtung einschwenken, zur Höhe des Grenz-kammes zurückkehren und im Monte Campellio auf einen h 7 streichenden Zug von permischem Sandstein stossen, der sie mit dem Tonalit im Liegenden und dem veränderten Schiefer im Hangenden schräg abschneidet. Dieser Sandsteinzug ist ein Ausläufer der permischen Scholle, die im Süden von Cedegolo aus den Bergamasker Alpen über das Camonicathal herüberstreicht und östlich von Paspardo vom Tonalit des Castello-Stockes durchbrochen wird. Nur der Nordrand der Scholle setzt sich in einer Breite von 1 Kilometer zwischen der Schiefermulde des Savioethales und dem

¹⁾ Verhandl. d. geol. Reichsanst., 1879.

Tonalitstöcke über den Monte Colombè und den M. Campellio in flachem Bogen bis in's Daonethal fort. Seine Grenze gegen die Saviorebucht und den Tonalithals ist ein Bruch, seine Grenze gegen den Stock des Re di Castello dagegen eine Fläche des ursprünglichen Contactes.“

Ich habe nun die Nordgrenze des von Löwl bezeichneten permischen Zuges auf weite Erstreckungen, nämlich bis über die Val Camonica hinaus nach Westen und bis an den Lago di Campo im Osten verfolgt und will im Folgenden meine Resultate mittheilen, obwohl ich dabei eine längere Abschweifung machen muss. — In Lava, bei Malonno in der oberen Val Camonica, hatten wir in einem früheren Theile dieser Arbeit die gewaltige Gallinera-Verwerfung als Grenze zwischen nördlich anstehenden Quarzlagenphylliten und südlich scheinbar unter diese einschliessenden klastischen Schiefern angetroffen. Beide Systeme streichen N 60 O und fallen mit ungefähr 60° nach Nordwesten ein. Geht man von Lava aus über Malonno und Odecla nach Süden, um am Gebänge entlang in das Aglionethal einzubiegen und sich nach Paisco zu begeben, so passirt man die ganze Mächtigkeit des klastischen Systems und gelangt schliesslich wieder in die hier in normaler Weise unterlagernden Quarzlagenphyllite hinein. Ueber die stratigraphische Stellung des klastischen Complexes habe ich mich an anderer Stelle¹⁾ ausgesprochen. Das Streichen der Schichten ist von Lava bis nach Paisco constant stets ungefähr Südwest-Nordost oder Westsüdwest-Ostnordost bei mittlerem bis steilem Nordwest-Fallen. Eine nennenswerte Verschiedenheit in den geologischen Richtungen der krystallinen und der klastischen Schiefer scheint nicht vorhanden zu sein, obwohl ich aus anderen Gründen die Discordanz beider habe nachweisen können.

Auf dem Wege von Paisco nach Lovèno bleibt das Streichen der Phyllite ziemlich unverändert und nähert sich höchstens noch etwas mehr dem reinen Ost-West-Streichen. Das Fallen aber wird südlich und bleibt in dem ganzen mächtigen Complex von krystallinen Schiefern, der sich unter dem Monte Elto hindurch bis nach Sellero und Cedegolo im Ogliothal erstreckt, stets überwiegend

¹⁾ Sitzungsber. d. königl. preuss. Akad. d. Wissensch. Berlin 1896, pag. 1038 bis 1039.

südlich. Das untere Aglionethal entspricht daher einer für die Tektonik der Val Camonica äusserst wichtigen Antiklinalen, die sich auch jenseits des Oglio weiter verfolgen lässt. Dieser Südflügel aber functionirt gleichzeitig als Nordflügel einer nicht weniger wichtigen, schon von Cozzaglio richtig erkannten Synklinalen, die ich an anderer Stelle ausführlicher behandeln werde. Für uns kommt hier nur in Betracht, dass, wenn wir vom Aglionethal oder einer auf der anderen Oglio-Seite entsprechend gelegenen Localität, z. B. dem Pogliathale nach Süden in die Höhe steigen, wir über die Schichtköpfe der südlich geneigten krystallinen Schiefer hinweg allmählich in immer höhere und jüngere Niveaus gelangen, demnach auch wieder die permischen Schichten über den Phylliten zu finden erwarten müssen. Und thatsächlich erreicht man sie an dem Nordabhang sowohl des Monte Elto wie des Monte Colombè in ganz normaler Weise und kann im Ogliothale am Ostabhange der Elto-gruppe, wie am Westabhange des Monte Colombè die Schichtköpfe des Perm in südlicher Richtung allmählich von ihrer hohen Lage auf dem Nordabhange herunterstreichen sehen. Die Auflagerung ist discordant; die klastischen Schichten enthalten Fragmente des Phyllites; doch ist die Auflagerungsfläche ebenso wie die Schichtung der Phyllite nach Süden, wenn auch unter viel geringerem Winkel geneigt. Sie wird vom Thalboden des Oglio an zwei genau entsprechenden Stellen durchschnitten, nämlich auf der Chaussée an dem schon von Stella und Cozzaglio erwähnten Punkte wenig nördlich des Ponte S. Rocco auf dem rechten und unmittelbar südlich vom Monastero di Capo di Ponte auf dem linken Ufer.¹⁾ Oberhalb Capo di Ponte erhebt sich der hier sehr mächtige permische Complex bis fast zum Niveau von Paspardo, wo er von dem Servino concordant überlagert wird; und seine obere wie seine untere Grenze lassen sich ganz vortrefflich in nördlicher, dann nordöstlicher und östlicher Richtung am Hange des Monte Colombè entlang bis unter den Lago d'Arno verfolgen. Die untere Grenze, die wir also mit Sicherheit als die Fläche discordanter Auflagerung der permischen Schichten auf die Quarzlagenphyllite bezeichnen können, und deren unregelmässige Gestalt und schwach

¹⁾ Ueber erhaltene Erosionsvorsprünge der Phyllite in dem Perm vergleiche man die citirte Arbeit in den Sitzungsber. d. preuss. Akad. Berlin 1896, pag. 1039 bis 1040.

südliches Einfallen wir aus dem Aglionethal um den Hang des Monte Elto herum bis zum Ogljo und von diesem allmählich aufsteigend bis unter den Lago d'Arno verfolgt haben, ist nichts anderes als die sogenannte „Campellio-Verwerfung“. Aber auch östlich von dem Ausflusse des Lago d'Arno ist unsere Auflagerungsfläche leicht weiter zu verfolgen. Man trifft sie beim Abstieg von der Casa della Finanza am Lago d'Arno nach Isola nicht sehr tief unter dem Seeniveau an. Beim Aufstiege von Valsaviore zum Monte Campellio auf dem zum Arnosee führenden Wege ist sie von Vegetation und Trümmern bedeckt; doch lässt sich leicht constatiren, dass sie sich hier bereits in viel höherem Niveau als an dem eben erwähnten Seeauslauf befindet, was sich aus ihrem südlichen Verfläichen und der nördlicheren Lage des betreffenden Aufschlusses am Monte Campellio erklärt.

Geht man vom Lago d'Arno¹⁾ über den Forcellinapass zum Lago di Campo hinüber, so macht man die folgenden Beobachtungen. Aus dem dicht bei der Finanziere-Hütte²⁾ befindlichen Aufschluss von metamorpher unterer Trias gelangt man erst in das Perm, beim Anstieg zum Passe aber wieder in jüngere Niveaus hinein. Die Passhöhe selbst ist in umgewandelte Werfener Schiefer (Servino) eingeschnitten, an die sich südlich die schon von Suess erwähnten und abgebildeten weissen Marmorbänke in verticaler Stellung anlegen. Diese gehören bereits zur untersten mittleren Trias. Von Süden nach Norden haben wir daher vom Tonalit beginnend die folgende Reihenfolge saigerer Schichten. 1. Marmorbänke der untersten mittleren Trias. 2. Metamorphe Mergel und Mergelsandsteine des eigentlichen Servino. 3. Metamorphe Sandsteine, Grauwacken und Conglomerate des Perm. 4. Metamorphe krystalline Schiefer, die noch weiter nach Norden allmählich in unveränderte krystalline Schiefer übergehen. Richtig ist Löwl's Angabe, dass nördlich und nordwestlich von der Passhöhe Tonalit ansteht; doch können wir für unsere Betrachtungen ganz davon absehen. Verfolgen wir unseren Schichtcomplex weiter nach Osten, so sehen wir die Marmorbänke östlich der Passhöhe mit N 85° W zum Lago di Campo hinunter-

¹⁾ Ein Beweis dafür, dass man den Lago d'Arno mit Löwl als „ein glaciales Felsbecken“ bezeichnen muss, ist bisher nicht gegeben worden.

²⁾ Eigenthum der liebenswürdigen Familie Zitti in Cedegolo, der ich auch an dieser Stelle meinen Dank für erwiesene Gastfreundschaft ausspreche.

streichen. Ja, sie gehen noch weiter hinunter; sie stehen wenige Schritte von der Malga Campo di sotto an dem Bache in mächtigen, wohl geschichteten Bänken an und wurden dort auch bereits von Lepsius¹⁾ besucht. Ich war an dieser Stelle im Jahre 1890 und beobachtete, wenn mich meine damals allerdings in Eile niedergeschriebenen Notizen nicht trügen, dass die steil stehenden Schichten ungefähr nord-südlich streichen. — Nördlich der Marmorzone folgen auf der Passhöhe wunderschöne biotitreiche Cordieritknotenschiefer und mannigfaltige andere Contactgesteine des metamorphen Servino, die indessen beim Abstieg zum Lago di Campo bald südlich liegen bleiben, da der Weg in die nördlicheren Permschichten hineinführt. Diese begleiten den Weg bis fast zur oberen Hütte hinab und enthalten Tonalitgänge. Wendet man sich nun von der Hütte am Lago di Campo nach Norden und geht zu dem wenige hundert Meter entfernten, südlich gerichteten Sporn des auf der österreichischen Karte mit der Höhengöte 2660 Meter bezeichneten Berges, so findet man dort massenhaft grosse Blöcke von Tonalit und metamorphem Triasmarmor mit Contactsilicaten. Auf dem schon kurz erwähnten Wege aber, der von der Sennhütte am westlichen Gelänge des Fumothales entlang zur Malga Ervena führt, constatirt man, dass der betreffende Berg auf seiner Ostseite oberhalb des Weges keine Triasmarmorbänke eingeschaltet enthält. Die Marmorblöcke müssen also aus dem nordwestlich gerichteten, den kleinen Lago d'Avolo enthaltenden und nach der Löw'schen Kartenskizze ganz in „präpermischen“ Tonalit eingeschnittenen Thälchen stammen. Es ist wünschenswert, dass man die Triasschichten der Malga Campo di sotto, des Thälchens des Lago d'Avolo und des Forcel rosso genau in ihrem Verlaufe verfolgt und untersucht, was bisher noch nicht geschehen ist. Schon jetzt aber ergibt es sich für jeden, der die Löw'sche Kartenskizze oder besser noch eine Spezialkarte der beschriebenen Gegend vergleicht, aus dem Nordstreichen der an der unteren Campohütte anstehenden Triasbänke, aus dem Vorhandensein der metamorphen Trias in dem Thälchen des Lago d'Avolo und am Forcel rosso, sowie aus ihrem Südstreichen am letzteren Punkte, dass die Tonalitgrenze vom Lago d'Arno im Westen über den Lago di Campo, Malga Ervena und Forcel rosso im Osten

¹⁾ Das westliche Südtirol, pag. 214—215.

und Norden von einer metamorphen Triaszone begleitet wird, die wohl an einzelnen Stellen durch mit der Intrusion zusammenhängende Gebirgsbewegungen gestört, zerstückelt und verschoben sein kann, an deren ursprünglichem Zusammenhange aber kein Zweifel möglich ist. Im Inneren wird diese Triaszone ebenso regelmässig von einer Zone von metamorphen Perm- und Phyllitschichten begleitet. Nach der Intrusion entstandene und von ihr unabhängige Störungen können hier ebenso gut wie an jedem beliebigen anderen Punkte der ganzen Adamello-masse vorhanden sein; bisher ist aber kein ausreichender Beweis dafür gegeben worden. Die seit Jahrzehnten bekannte Thatsache, dass auf der Ostseite des Adamellogebirges in der Val Breguzzo die Trias sprungweise von krystallinen Schiefern abgelöst wird, ist gleichfalls kein Beweis dafür, dass zwischen den permischen Schichten des Monte Campellio und den nördlich anstossenden krystallinen Schiefern eine Bruchlinie existire. „Der Nachweis, dass der Adamellokern und der Castellostock nicht zusammengehören, sondern erst durch eine Verwerfung zusammengebracht wurden“, ist nichtig geworden. Beide sind gleichalterig, gemeinsam und in gleicher Weise entstanden.

Eine weitere Frage, die wir kurz erörtern müssen, ist die, wie man sich die Thatsache zu erklären hat, dass die aus den Bergamasker Alpen in ungefähr Ostwestrichtung herüberstreichenden Schichtsysteme in der Nähe der Tonalitmasse ein der Grenzfläche ungefähr paralleles Streichen und meist auch ähnliches Fallen annehmen. Löwl erklärte sie durch die Hypothese, dass der Tonalit noch vor der ersten, in dieser Gegend übrigens jedenfalls¹⁾ präcarbonischen Faltung der Schichten in sie eingedrungen sei und sie zu einer regelmässigen Kuppel aufgewölbt hätte, die dann durch ihren soliden Kern bei den späteren Faltungen erhalten worden sei. Er ist der Meinung²⁾, dass, wer diese Hypothese nicht zugeben will, annehmen müsse, „dass der Tonalit die gefalteten Schichten, unter denen er zu einem Kerne aufquoll, durch die mit dem Auftrieb verbundene Spannung wieder streckte, glättete, ausbügelte, — mit anderen Worten, dass aus den ursprünglichen Falten durch Dynamo-

¹⁾ Das beweist das Carbon von Manno und vom Steinacher Joch.

²⁾ l. c. pag. 12.

metamorphose ein periklines Gewölbe hervorging.“ Ich selbst hob 1890¹⁾ hervor, dass die nach der Erstarrung des Tonalites eingetretenen Gebirgsbewegungen die Tonalitmasse „als einen festen Klotz gegen die ihn umgebenden Schiefer“ pressen mussten und dass dabei, von welcher Seite auch der Druck kam, „die geschichteten Gesteine so an die Contactfläche angedrückt wurden, dass sie, wo dies nicht schon ursprünglich der Fall war, ein im Grossen und Ganzen mit dem Verlauf der Contactfläche übereinstimmendes Streichen erhielten“.

Von diesen drei Hypothesen ist die Löwlsche durch den Nachweis des wenigstens obertriadischen Alters des ganzen Tonalites, auch wenn wir von der gar nicht existirenden regelmässigen Kuppelform absehen, unhaltbar geworden. Dass meine Hypothese sehr wohl im Stande ist, das Phänomen zu erklären, das beweist auch die bekannte Thatsache, dass es in stark gefalteten Gegenden in der Regel sehr schwer ist, discordante Auflagerung als solche zu erkennen, weil auch hier der Faltungsprocess eine Parallelstellung der ursprünglich nicht parallelen Flächen hervorzubringen bestrebt ist. Dennoch muss ich gestehen, dass ich heute in dem speciellen Falle der Adamellogruppe mehr geneigt bin, den Parallelismus²⁾ der Schichten und der Contactfläche auf die Intrusion selbst zurückzuführen. Möglicher Weise haben beide Factoren zusammen das Resultat erzielt. Jedenfalls aber ergibt sich, dass der Parallelismus zwischen der Contactfläche einer plutonischen Masse und den Schichtflächen umgebender Sedimentärschichten innerhalb einer gefalteten Gegend noch keineswegs ein Beweis dafür ist, dass die Intrusion der plutonischen Masse älter als die Faltung der Schichten sei. Damit fallen aber auch die Schlussfolgerungen, die Löwl in späteren Arbeiten³⁾ über das Alter des Venediger- und Granatspitzkerns in den Centralalpen machte. Diese Massen brauchen keineswegs vorpermisch zu sein, sondern können ebenso gut wie der Adamello in viel jüngeren Epochen emporgedrungen sein.

Ich habe diesem kritischen Theile der vorliegenden Arbeit nur noch eine kurze Bemerkung über den „Tonalitgneiss“ der Presanella-

¹⁾ Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., 1890, pag. 484.

²⁾ Dieser ist übrigens wohl nicht blos in der Adamellogruppe unvollständig.

³⁾ Der Granatspitzkern. Jahrb. d. geol. Reichsanst., Wien 1893, pag. 639. — Der Gross-Venediger. Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1894.

gruppe hinzuzufügen, da Löwl (l. c. 1893, pag. 12, Anm. 3) sich gegen meine Annahme von der Entstehung der schiefrigen Structur des „Tonalitgneisses“ durch Dynamometamorphose wendet und erklärt: „Wahrscheinlicher aber ist die Annahme, dass sie schon während der Intrusion und Erstarrung des Magmas durch den Druck beim Aufsprengen und Auftreiben der Schieferkuppel entstand. Die Begründung dieser Ansicht würde hier zu weit führen.“ Löwl fasst die schiefrige Structur des gneissartigen Tonalites also wohl, wenn ich ihn recht verstehe, als eine Art „Protoklasstructur“ im Sinne von Brögger¹⁾ auf. Ich habe nun allerdings in meiner auf den „Tonalitgneiss“ bezüglichen vorläufigen Mittheilung²⁾ keine ausführliche mikroskopische Beschreibung der gepressten Gesteine geben können. Auch Futterer, dem ich später mein Material leihweise übergab, machte nur ganz wenige kurze Andeutungen über den mikroskopischen Befund.³⁾ Ich will aber jetzt wenigstens hervorheben, dass in den „Tonalitgneissen“ die Druckwirkungen auch die am spätesten erstarrten Gemengtheile, nämlich Plagioklas und Quarz, im höchsten Masse beeinflusst haben, was nur denkbar ist, wenn der Druck nach vollendeter Erstarrung des Magmas ausgeübt wurde. Es wird aber Niemand behaupten wollen, dass die Erstarrung und Verfestigung des Tonalites seiner Intrusion oder, wie Michel-Lévy vortrefflich sagt, seiner „mise en place“ vorherging.

Es scheint mir also noch immer das Wahrscheinlichste zu sein, dass die schiefrige Structur des „Tonalitgneisses“ ein Product der Dynamometamorphose ist. Auch die topographische Vertheilung der gneissartigen Modification des Tonalites parallel zu grossen Störungslinien⁴⁾ und nur, wo sich diese der Tonalitmasse stark nähern, ist, wie ich schon 1891 ausführte, wenn nicht ein absoluter Beweis, so doch eine wichtige Stütze für diese Auffassung. Dennoch will ich gerne zugeben, dass auch im Adamello-Tonalite fluidale Bewegungen des nur zum Theil erstarrten Magmas local oder auf grössere Strecken eine parallele Anordnung einzelner Gesteinselemente hervorgerufen

¹⁾ Zeitschr. f. Kryst., 1890, Bd. XVI.

²⁾ Tschermak's Mittheil., Bd. XII, pag. 408—415.

³⁾ Neues Jahrb. f. Miner., B.-B. IX, pag. 547—548.

⁴⁾ Tschermak's Mittheil., 1891, pag. 412—413. Vergl. auch Sitz-Ber. Akad. Berlin 1896, pag. 1036—1037.

haben können. Schon Reyer¹⁾ beschrieb darauf bezügliche Beobachtungen; und ich selbst kenne zahlreiche Stellen, wo Fluctuationen des Magmas eine mehr oder weniger ausgeprägte Parallelstellung der Hornblendekristalle, beziehungsweise der Glimmerblätter hervorgeufen haben (Foppa bei Edolo, Forcella della Basse westlich vom Lago d'Arno, Val Pallobia). Doch sind die betreffenden Gesteinsvarietäten keineswegs den „Tonalitgneissen“ der Presanella-Gruppe ähnlich.

Damit ist der rein kritische Theil der vorliegenden Arbeit abgeschlossen und wir gehen nun zu der Untersuchung der einzelnen periadriatischen granitischen Massen über. Wir werden dabei von neuem mit dem Adamello anfangen, aber natürlich die bereits besprochenen Verhältnisse als bekannt voraussetzen. Da es sich indessen bei den folgenden Betrachtungen oft darum handeln wird, ob unsere Kerne als Lakkolithen aufzufassen sind oder nicht, und da es mir bei der Untersuchung und Besprechung ihrer Contactbildungen nothwendig erschien, einige Aenderungen der Nomenclatur der Contactgebilde vorzuschlagen, so werde ich erst noch Lakkolithen und Contactgebilde in zwei besonderen Abschnitten behandeln.

Lakkolithen.

Durch eine vorzügliche Studie von Whitman Cross²⁾ ist vor kurzem das wichtigste amerikanische Beobachtungsmaterial über Lakkolithen in zusammenhängender, übersichtlicher Form dargestellt worden, so dass der Vergleich mit unseren europäischen Verhältnissen sehr erleichtert worden ist.

Als „Lakkolith“ bezeichnen nicht alle Forscher dieselben Gebilde. Die einen verbinden mit diesem Worte die Vorstellung von der regelmässigen Kuchen- oder Brotlaib-ähnlichen Gestalt, während andere eine gewisse Unregelmässigkeit in der Form auch den Lakkolithen zugestehen. Gilbert³⁾ selbst sagt darüber: „If the strata

¹⁾ Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. I.

²⁾ The laccolitic Mountain Groups of Colorado, Utah and Arizona. Fourteenth Annual Report of the Director. U. S. Geol. Survey. 1895. — Vergl. auch G. K. Gilbert, Report on the Geology of the Henry Mountains. 1877. — A. C. Peale, On a peculiar type of eruptive Mountains in Colorado. 1877. — F. M. Endlich, On the erupted rocks of Colorado. 1878.

³⁾ Vergl. Cross, l. c. pag. 236.

had experienced anterior displacements so as to be inclined, folded and faulted, a symmetrical growth of laccolites would have been impossible. . . . But the typeform being known, it is to be anticipated, that in disturbed regions aberrant forms will be recognized and referred to the type.“ Cross fügt dem hinzu, dass Gilbert selbst alle dicken linsenförmigen Massen von intrusiven „igneous“ Gesteinen „occurring at a certain geological horizon in a sedimentary complex“ als Lakkolithen auffasste. Er selbst gibt an: „If regular position with regard to stratification planes be regarded as essential to the laccolite, many masses which have been described as laccolitic must be thrown out of the class. But it seems much more reasonable to include all masses as laccolites where the expansion of the body has taken place from a plane even approximately parallel to the bedding. In horizontal strata the lifting of the load by the intrusive force may be taken as the prime essential. The deviations from the type form from accidental causes are many.“ Man sieht also, dass sowohl der Urheber des Namens Lakkolith, wie der jetzige beste Kenner der typischen Lakkolithen Nordamerikas die Regelmässigkeit der Form nicht als wesentliche Bedingung für die Lakkolithnatur einer intrusiven Masse ansehen. Thatsächlich zeigen die schematischen Profile von Mount Hillers in den Henry Mountains (Cross, l. c. pag. 173) von Mount Marcellina (l. c. pag. 184 und pag. 236) und von Anthracite range (l. c. pag. 187) in den West Elk Mountains, sowie von dem südlichen Ende von Gothic mountain (l. c. pag. 196, Fig. 36), dass auch unter den bestbekanntesten Lakkolithen Nordamerikas alle Uebergänge von den regelmässig gewölbten Kuchenformen des typischen Lakkolithes zu wenigstens deutlich asymmetrischen und auf der einen Seite stockähnlich begrenzten Massen vorkommen.

Noch weiter als Cross geht in dieser Beziehung Brögger¹⁾, der den Unterschied zwischen „Lakkolith“ und „Stock“ überhaupt nicht mehr als etwas Wesentliches anerkennt, sondern sie beide zusammen den „Fussgraniten“ Kjerulf—Michel-Lévy's gegenüber stellt, auf die wir später noch zu sprechen kommen werden. Er sieht das Wesentliche im Mechanismus von Lakkolithen und Stöcken darin,

¹⁾ Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Süd-tirol. Videnskabselskabet's Skrifter. Kristiania 1895, Nr. 7, pag. 119.

„dass überhaupt eine Intrusion oder Injection durch Bewegung des Magmas von einer tieferen Quelle in ein höheres Niveau hinauf, und dann nachträglich eine Erstarrung in dem bei der Intrusion gebildeten Raum, in grösserer oder geringerer Tiefe unterhalb der Tagesoberfläche stattgefunden haben muss. Die Form der erstarrten Eruptivmasse, ob als grosse flachgewölbte Kuchen (typische Lakkolithe) oder als grössere, mehr unregelmässig begrenzte Massen (Stöcke etc.) muss dabei relativ unwesentlich erscheinen.“ Mit dieser Auffassung steht Brögger indessen bisher sehr isolirt da; denn fast alle anderen Forscher, die sich mit europäischen „Lakkolithen“ befasst haben, sind eifrig bemüht, diese von den „Stöcken“ zu unterscheiden¹⁾ und verlangen gewöhnlich von den Lakkolithen ein viel höheres Mass der Regelmässigkeit als Cross und Gilbert. Auch Zirkel²⁾ trennt bei der Darstellung der Lagerungsformen eruptiver Erstarrungsgesteine die Stöcke scharf von den Lakkolithen und hebt hervor, dass die letzteren „ihrem Ursprunge nach mehr den Intrusivlagern als den Stöcken verwandt sind“.

Die Meinungsverschiedenheiten der bisher aufgeführten Autoren beziehen sich wesentlich auf die Form der „Lakkolithen“. Einen auf ihre Genesis bezüglichen Einwand machte Eduard Suess. Während nämlich Gilbert der Ansicht war, dass das Lakkolithmagma sich in die überlagernden Schichtsysteme eindrange und dass seine Intrusion ihre Aufwölbung verursache, hält Suess³⁾ es für „unbedingt nothwendig, dass der Injection der granitischen Massen die Bildung eines entsprechenden Hohlraumes vorausging Vorgänge wie an der belgischen Faille du midi zeigen, dass ein thatsächliches Abheben einzelner Theile und ein Hinübertreten derselben über andere stattfinden kann. Dieses Abheben mag in der Tiefe, namentlich bei ungleichmässiger tangentialer Bewegung oder bei ungleichmässiger Stauung recht häufig vorgekommen sein, am häufigsten wohl in den Schieferzonen der Tiefe, welche hiezu am geeignetsten sind, und so mögen sehr grosse, mehr oder

¹⁾ F. Löwl, Die Granitkerne des Kaiserwaldes bei Marienbad. Prag 1885, pag. 42—43, vergl. auch (Petermann's Mittheil. 1893) die schon citirte Arbeit pag. 3, 10, 12 des Separatabdruckes. Dort werden übrigens „untergeordnete Discordanzen“ zugestanden.

²⁾ Petrographie. 2. Auflage, Bd. I.

³⁾ Antlitz der Erde. I, pag. 218.

minder linsenförmige Hohlräume gebildet worden sein, in welche sofort die granitische Masse eintrat, die Decke verändernd und Gänge in ihre Spalten entsendend. . . . Das Magma trat soweit ein, als der Abstau reichte, und erstarrte in demselben zu einem felsigen Kuchen, einem wahren Batholithen.“ Es scheint mir aus dieser Schilderung nicht deutlich hervorzugehen, ob der Ausdruck „Batholith“ den Ausdruck „Lakkolith“ einfach ersetzen sollte oder nicht. In dem Werke selbst werden beide Ausdrücke ohne erkennbaren Unterschied weiter verwendet. Es ist nun aber von verschiedenen Seiten darauf hingewiesen worden, dass diese Suess'sche Hypothese unwahrscheinlich sei.¹⁾ Suess selbst aber gab im vergangenen Jahre in einer kurzen, geistvollen Abhandlung über den Mond²⁾ dem Worte „Batholith“ eine neue Definition und bezeichnet so im Sinne der noch zu besprechenden Kjerulf—Michel-Lévy'schen Fussgranithypothese granitische Massen, die „durch Aufschmelzung von unten her ihren Platz innerhalb der äusseren Theile des Erdkörpers“ erhalten hätten. „Strenge würde zu scheiden sein: der Ausdruck „Batholith“ für eine stock- oder schildförmige Durchschmelzungsmasse, welche mit fortschreitender Abtragung entweder den Querschnitt behauptet oder breiter wird bis in die „ewige Teufe“, und der Ausdruck „Lakkolith“ für einen seitlich eingedrungenen Kuchen, welcher mit der Abtragung zwar anfangs breiter werden mag, aber dann verschwindet.“ Als Batholithen in diesem Sinne werden die Granitmassen des Erzgebirges aufgefasst. Ueber die Entstehungsart der Lakkolithen werden keine Andeutungen gegeben, und leider wird auch nicht gesagt, ob nun unter „Stock“ alle, beziehungsweise nur die unregelmässig begrenzten Aufschmelzungsmassen verstanden werden oder unregelmässig geformte Intrusivmassen im Gegensatz zu regelmässig geformten Lakkolithen. Wir werden später noch darauf zurückkommen.

Die Suess'sche Batholithhypothese in ihrer eben angeführten Form ist nichts anderes als die vor kurzem von Brögger³⁾ vorzüglich dargestellte Kjerulf—Michel-Lévy'sche Fussgranit-, be-

¹⁾ I ö w l, Kaiserwald, pag. 32, vergl. auch Zirkel, l. c. pag. 548.

²⁾ Einige Bemerkungen über den Mond. Sitz.-Ber. d. Wien. Akad. 1895, Bd. CIV, pag. 52—53.

³⁾ l. c.

ziehungsweise Assimilationshypothese. Es ist bekannt, dass sich Michel-Lévy¹⁾, Reyer²⁾ und viele andere Geologen gegen die Möglichkeit der Bildung von Lakkolithen, sei es im Suess'schen, sei es im Gilbert'schen Sinne gewandt haben. So hält Reyer²⁾ die amerikanischen Lakkolithen ebenso wie die granitisch-körnigen Massen des Adamello, des Fleimser- und Eisackthales, des sächsischen Erzgebirges und anderer Gegenden für submarine Oberflächenergüsse. Auch steht er, beziehungsweise stand er mit dieser Ansicht nicht allein da. Denn Suess z. B. hielt ursprünglich den Cima d'Asta- und Brixener Granit für ein Lager, und Stache fasste den Adamello als submarinen Vulcan auf. Ganz verschieden von Reyer's Annahmen ist Michel-Lévy's Hypothese, die, wie Brögger gezeigt hat, in den wesentlichen Punkten mit Kjerulf's älterer Anschauung zusammenfällt, aber von Michel-Lévy unabhängig aufgefunden, erweitert und ausführlich begründet worden ist. Es wurde ferner schon obengesagt, dass auch die Suess'sche Aufschmelzungshypothese in allen wesentlichen Punkten mit Michel-Lévy's Assimilationshypothese übereinstimmt.

Ich werde mich bei der Darstellung dieser Anschauungen sehr kurz fassen, da Brögger die ganze Frage ausführlich und gut behandelt hat.

Die Fussgranit-, Assimilations- oder Aufschmelzungs-Hypothese besteht im wesentlichen in der Annahme, dass ein Aufsteigen flüssiger granitischer Magmen in höhere Niveaus stattfindet und dass dabei die mit dem Magma in Berührung kommenden, bereits festen Gesteinsmassen „aufgeschluckt“ (Kjerulf), assimiliert (Michel-Lévy), aufgeschmolzen werden (Suess). Das Suess'sche Wort „aufschmelzen“ drückt treffend gleichzeitig die Vorstellung von dem Einschmelzen und die aufsteigende Bewegung des sich vergrößernden

¹⁾ In einer soeben erschienenen Publication, die ich im Text nicht mehr verwerthen konnte, werden die Lakkolithen als existirend anerkannt, aber die Existenz nicht porphyrischer Gesteine als Lakkolithbildner gelehrt. (Sur quelques particularités de gisement du porphyre bleu de l'Estérel. Bull. Soc. géol. France. 1896, Heft 2—3.) Mittlerweile ist aber schon durch Löwl auch an einem alpinen granitischen Lakkolith (Granatspitzkern, l. c.) die Unterlage nachgewiesen worden. Es gibt also entgegen Michel-Lévy's Meinung sicher auch granitische Lakkolithen mit bekannter Unterlage.

²⁾ Theoretische Geologie. Stuttgart 1888, pag. 139, 142. Man vergleiche auch v. Fritsch, Allgemeine Geologie, pag. 85, Anm.

Magmas aus. Der Querschnitt solcher Massen, Batholithe im neuen Sinne, wird natürlich nach unten immer breiter. Es fehlt die für die Lakkolithen nachgewiesene, beziehungsweise wenigstens vorausgesetzte Unterlage. Brögger¹⁾ sagt daher ganz richtig: „Die wesentlichsten Theile der Hypothese sind 1. die Annahme der Einschmelzung (Assimilation) der Salbänder, 2. die „mise en place“ durch langsame Aufschmelzung und die daraus resultirende Form der Tiefengesteinsmassen, nicht als intrusive „Lakkolithe“, sondern als „in die ewige Teufe“ fortsetzende „Batholithe“. Kjerulf's Bezeichnung „Fussgranit“ deutet mehr die Position des erstarrten Magmas als Basis, Fuss der überlagernden Gesteinsmassen an.

Brögger selbst hat nun eine grosse Anzahl von Einwänden gegen die Aufschmelzungshypothese vorgebracht und mit Sicherheit erwiesen, dass sie auf die norwegischen Tiefengesteine nicht anwendbar ist. Immerhin „würde er es nicht für berechtigt halten, die nach seiner Ansicht gut begründeten Erfahrungen von dem Kristiania-gebiet ohne Weiteres auch auf die oft viel gewaltigeren Granitgebiete des älteren Grundgebirges und regionalmetamorphosirter Faltengebirge überhaupt zu übertragen.“ Doch hält er die Aufschmelzungshypothese selbst dort für nicht wahrscheinlich. Einer der besten Gegen Gründe, die er für das Kristiania-gebiet benützt, ist der, dass die plutonischen Gesteine im Contact mit Kalksteinmassen keineswegs einen grösseren Kalkgehalt besitzen, als wo sie mit sauren Schiefen zusammenstossen. Hätte wirklich eine Assimilation der Salbänder stattgefunden, so wäre das unmöglich.²⁾

¹⁾ l. c. pag. 123.

²⁾ Michel-Lévy wendet sich in der auf der vorhergehenden Seite (Fussnote 1) citirten Arbeit gegen Brögger's Ausführungen. Er selbst beschreibt fünf dicke Lagergänge seines „porphyre bleu . . . , dont trois méritent, par leur épaisseur, le nom de laccolite“ (pag. 124). Er unterscheidet scharf zwischen Lakkolithen und Aufschmelzungsmassen und gibt zu, dass erstere ebenso wie die schnell erstarrten Oberflächen seiner Aufschmelzungsmassen keine Einschmelzung der im Contact befindlichen Schichten hervorgebracht hätten. „Dans les appareils granitiques, les contacts supérieurs, où le refroidissement a été brusque, participent souvent des propriétés des laccolites; mais en profondeur les racines de ces appareils agissent puissamment sur les parties de l'écorce terrestre, entre lesquelles ils ont été injectés.“ (pag. 125—126.) Offenbar steht aber dieses Zugeständnis im Widerspruch mit seiner Theorie der „mise en place“. Denn wenn die Granitmassen wirklich durch Aufschmelzung ihren jetzigen Hangendcontact erreicht hätten, so könnte die Abkühlung an der oberen Contactfläche gar keine besonders schnelle sein, und wir

Vergleichen wir jetzt noch kurz einige andere Hypothesen, die zur Erklärung der Entstehung granitisch-körniger Massen, wie sie im periadriatischen Senkungsgebiet auftreten, benützt worden sind.

Eine jetzt fast verschwundene, aber früher zahlreiche Geologen in ihren Reihen zählende Schule ist die, welche in unseren granitischen Kernen entweder die normalen chemischen Niederschläge oder mechanische, aber schon während des Absatzes durch Diagenese im Sinne Gumbel's¹⁾ umgewandelte Sedimente alter Meere von höherer Temperatur und auch sonst anderen chemisch-physikalischen Bedingungen erblickt, als die unserer heutigen Meere sind. Ich führe als Beispiel nur an, dass der Granit von Baveno und der Gotthardtgranit von der Fibbia in der ersteren Weise von einigen Geologen aufgefasst wurden, bis Struever die gänzliche Haltlosigkeit ihrer Annahme nachwies.

Eine andere, noch häufiger vertheidigte Hypothese glaubt in den Graniten ebenso wie in den Gneissen und krystallinen Schiefern nach ihrem Absatze metamorphosirte mechanische Sedimente von ursprünglich normaler Beschaffenheit zu erkennen. So hielten z. B. Gerhard vom Rath den Juliergranit, Baretta und Sacco den Granit von Baveno für richtungslos struirte Gneisse metamorpher, nicht eruptiver Natur. Ja, einzelne Autoren haben auch die Ursache der Richtungslosigkeit in der Anordnung der Gemengtheile solcher Granite festzustellen gesucht und angenommen, dass sie durch Druck hervorgebracht sei²⁾, während doch alle unsere Erfahrungen und insbesondere das Experiment ergeben haben, dass der Druck gerade umgekehrt die richtungslose Structur in

müssten dort ganz ebenso wie an den Seiten-Contacten eine bisher nirgendswo sicher nachgewiesene chemische Beeinflussung des Eruptiv-Magmas je nach der chemischen Natur der eingeschmolzenen Contactgesteine erwarten. Interessanter sind Michel-Lévy's Einwände gegen die Differentiations-Hypothese, obwohl auch hier der Vergleich mit in ganz kleinem Masstabe im Laboratorium ausgeführten synthetischen Versuchen wenig überzeugend wirkt.

¹⁾ Geogn. Beschreibung. Ostbair. Grenzgeb. 1868, pag. 838; vergl. auch Kal-kowsky, Glimmerschiefergebirge von Zschopau u. s. w. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1876, pag. 747.

²⁾ G. Piolti, Gneiss tormalinifero di Villar Focchiardo (Val di Susa). Atti Accad. Scienze. Torino 1889. Vergl. auch die bei Piolti citirte Arbeit Zaccagna's.

Parallelstructur zu verwandeln strebt und höchstens primäre Schieferung durch secundäre ersetzt.

Zwei andere Hypothesen, die indessen auf die periadriatischen Granitmassen niemals angewandt wurden, sind: 1. dass die granitischen Gesteine Reste der ursprünglichen Erstarrungskruste der Erde darstellen, 2. dass sie und die krystallinen Schiefer umgewandelte Tuffe von Eruptivgesteinen seien.¹⁾

Die letzte, aber wichtige Hypothese, die ich anzuführen habe, ist die, dass unsere Granitkerne die unterirdisch in Vulcanschloten erstarrten Aequivalente oberirdisch zum Ausbruch gekommener Laven, also im Suess'schen Sinne Vulcan-Narben seien. Das wird z. B. für den Cima d'Asta-Granit und für die granitischen Gesteine des Fassa- und Fleimser Thales behauptet. Diese Hypothese ist indessen niemals von ihren Verfechtern so eingehend beschrieben worden, dass die hypothetischen oder wirklich beobachteten Narben je nach ihrer Form besondere Namen erhalten hätten, obwohl es evident ist, dass sie sowohl den Batholithen (im neuen Sinne), wie den Lakkolithen oder den Stöcken in der Form und „mise en place“ entsprechen können. Ich schlage vor, sie als Narben-Batholithen, Narben-Stöcke und Narben-Lakkolithen von den echten Gebilden dieses Namens zu unterscheiden. Dabei will ich als Batholithen alle Fussgranite oder Aufschmelzungsmassen im Sinne von Kjerulf, Michel-Lévy und Suess bezeichnen, gleichgiltig ob ihre Form eine regelmässige oder unregelmässige ist und Beziehungen zu den Schichtflächen umlagernder Sedimente erkennen lässt oder nicht. Als Lakkolithen bezeichne ich mächtigere, nicht planparallele Intrusivmassen, die, in einem bestimmten geologischen Niveau eingeschaltet, wenigstens im grossen und ganzen einen Parallelismus zwischen ihrer Grenzfläche und den Schichtflächen der sie einschliessenden Sedimente erkennen lassen, gleichgiltig, ob die Form sonst regelmässig ist oder nicht, ob sie eine Hebung der über ihnen befindlichen Schichten verursacht haben oder nicht, ob die Grundfläche horizontal oder gebogen ist. Sie sind mit den echten ganz unregelmässigen Stöcken vom Typus des Neu-

¹⁾ Echte Tuffe von plutonischen Gesteinen sind unbekannt. Von den von Reyer beschriebenen konnte ich nachweisen, dass sie Contactproducte oder Eruptivgesteine sind. Der von Traverso jüngst beschriebene Diorittuff ist nach Porro eine Reibungsbreccie.

decker Granites¹⁾ durch Uebergangsformen verbunden, die bei einem unvollkommeneren Parallelismus zwischen Contact- und Schichtflächen sich auch durch Wechsel des geologischen Contact-Niveaus auszeichnen. Zu diesen Stock-Lakkolithen oder Lakkolithstöcken gehört, wie im Folgenden gezeigt werden wird, der Adamello. Die Existenz solcher Uebergangsformen beweist, dass Brögger Recht hat, wenn er die Differenzen zwischen Stöcken und Lakkolithen nicht als etwas Wesentliches auffasst. Hinsichtlich des Mechanismus der „mise en place“ von Stöcken und Lakkolithen glaube ich, dass das Einbrechen und Einsinken von Schollen der Erdkrustenwölbung in tiefere Magmabassins²⁾ den Druck liefert, der die Magmen in höhere Niveaus aufpresst und eventuell je nach seiner Stärke auch höhere Theile der bedeckenden Kruste heben kann. Wird der Druck sehr gross und bilden sich Spalten bis zur Erdoberfläche, so kann das Magma bis zu dieser emporgepresst werden und Vulcane bilden. — Nimmt man diese auch von Brögger (l. c. pag. 143) vertretene Anschauung an, so muss man zugeben, dass granitische Massen Gebirge heben können, und diese Anschauung wird sich nur insofern von der einer nun bereits entschwundenen Generation unterscheiden, als wir die hebende Kraft nicht als eine mystische Eigenschaft des flüssigen Magmas an sich betrachten. Sie ist nichts anderes als der durch das Einsinken von festen Schollen in einen geschlossenen, mit Flüssigkeit erfüllten Behälter hervorgebrachte Druck.³⁾

Unsere Granitkerne könnten demnach wenigstens theoretisch sein:

¹⁾ Bis jetzt fehlt der Nachweis, dass die Erzgebirgs-Granite wirklich Aufschmelzungsmassen seien.

²⁾ Beziehungsweise in das freilich sehr zweifelhaft gewordene flüssige Erdinnere.

³⁾ Ich hoffe deshalb, dass man nun bald wieder der Frage näher treten wird, ob die grossen Höhen, welche unsere granitischen Massen in manchen Theilen der Alpen einnehmen, denn wirklich nur von ihrem grösseren Erosionswiderstand herühren oder gar nur ein Spiel des Zufalls sind. In der nördlichen Adamellogruppe muss die den Tonalit bedeckende Trias an ihrer Basis eine Höhe von über 3600 Meter gehabt haben, was mir nur durch eine wirkliche Hebung erklärbar erscheint.

I. Eruptive Erstarrungs- gesteine	{	an der Oberfläche	erstarret	{	Erste Erstarrungskruste	
					Oberflächenergüsse	{ submarin subaërisch
		unterirdisch	erstarret	{	Batholithen (Aufschmelzungsmassen)	
				{	Intrusivmassen	{ Lakkolithen Stöcke
				{	Narben	{ Narben-Batholithen Narben-Lakkolithen Narben-Stöcke.

II. Sedimente	{	Tuffe von Eruptivgesteinen	{ subaërisch submarin }	aufgehäuft
		Chemische Sedimente		
		Beim Absatz diagenetisch metamorphosirte mechanische Sedimente		
		Nach dem Absatz metamorphosirte mechanische Sedimente.		

Diese Entstehungsweisen scheinen mir alle Möglichkeiten zu erschöpfen. Gangstöcke sind nur Varietäten der Stöcke und die von Michel-Lévy beschriebenen vier Formen seiner Aufschmelzungsmassen, die „culots, ellipses, dikes, massifs irréguliers“ sind ja nur unwesentlich verschiedene Erscheinungsweisen der Batholithen.

Zum Schlusse muss ich noch einige Worte über die Contactflächen granitisch-körniger Massen sagen, da in dieser Beziehung weitgehende Meinungsverschiedenheiten herrschen. Während nämlich die grosse Majorität der lebenden Geologen und Petrographen in dem Vorhandensein einer sogenannten Contactmetamorphose den Beweis von primärem Intrusivcontact¹⁾ erblickt, stehen einzelne bedeutende Forscher dieser Erscheinung wesentlich skeptischer gegenüber. Sie nehmen an, dass die betreffenden Sedimente sich auch discordant auf schon erstarrtem Granit hätten ablagern können, dass dann „bei späteren Lagerungsstörungen und Pressungen ein Theil des Granites zermalmt und dadurch oberflächlich in einen halbplastischen Zustand gebracht, auch der auflösenden Kraft der

¹⁾ Hier sehe ich natürlich von unwesentlichen kleinen Verschiebungen innerhalb der Contactzonen ab.

Gewässer stark ausgesetzt worden sei, so dass eine Wiederverfestigung des zu Grus zermalmten Granites und eine Erhärtung der aufgelagerten Schiefer durch eindringende Silicatlösungen eintreten konnte, welche in Spalten die granitähnlichen Mineralaggregate auskristallisiren liessen. Auf die Wirkungen solcher Silicatlösungen an Gesteinsgrenzen sind Hornfelsbildungen auch aus dem Grunde am besten zurückzuführen, weil eine eigentliche Glutspur in keiner Weise erkennbar ist.“¹⁾ Dieselben Forscher, die diese Anschauung vertreten, fassen die von Anderen beschriebenen Gänge und Apophysen granitischer Massive in der Regel entweder, wie schon erwähnt, als Secretionsgänge oder als von der Erosion verschont gebliebene gratartige Vorsprünge auf, zu beiden Seiten derer sich die Sedimente discordant abgesetzt hätten. Freilich gesteht v. Fritsch zu, dass der Brockengranit des Harzes an der steinernen Renne und an anderen Stellen Einschlüsse enthält, „die man nicht anders denn als Hornfels-Einschlüsse bezeichnen kann“. Diese Beobachtung reicht aber bereits aus, um die geschilderte Hypothese für den Brockengranit umzustossen. Auch finden sich in der Umgebung vieler granitischer Massen Gänge von solcher petrographischen Beschaffenheit, dass die Entstehung durch wässerige Secretion ausgeschlossen ist (z. B. Valletta di Sonico, nördliche Adamellogruppe), während an anderen Orten ihre geringe Neigung, ihr Auskeilen in feine Apophysen und viele andere Verhältnisse es ausschliessen, dass es sich um Erosionsrippen handeln könne. Da ich nun bei den in der vorliegenden Arbeit behandelten granitischen Massen theils echte Einschlüsse der Nebengesteine, theils echte Apophysen beobachtet habe, auch niemals Fragmente oder Detritus von ihnen in den Nebengesteinen habe auffinden können, so lasse ich die beschriebene Hypothese, die mir auch für andere Gegenden nicht wahrscheinlich ist, hier ohne Weiteres beiseite. Bemerken will ich nur noch, dass wir von Klausen, Predazzo und dem Adamello in Glaseinschlüssen innerhalb der Contactbildungen auch die vermisste „Glutspur“ kennen.²⁾

¹⁾ K. v. Fritsch, Allgemeine Geologie, Stuttgart 1888, pag. 295—296.

²⁾ Vielleicht gehören zu dieser Classe von Erscheinungen auch die Glaseinschlüsse im gneissigen Granit des St. Gotthard (v. Chroustchhoff, Bull. Soc. Min. France, 1884, Vol. VII), deren secundäre Entstehung mir durchaus nicht wahrscheinlich ist. — Interessant sind ferner die Glaseinschlüsse im Quarz eines von Biotitgranit metamorphosirten Thonglimmerschiefers in der Columbischen Central-

Nomenclatur der Contactbildungen plutonischer Gesteine.¹⁾

Eine der ältesten Errungenschaften der petrographischen Geologie ist die Kenntnis weitgehender, von Tiefengesteinen hervorgerufener Metamorphosen angrenzender Nebengesteine. Die Producte dieser Contactmetamorphosen erhielten je nach den Eigenschaften, die ihren Monographen am meisten auffielen, besondere Namen, wie Knotenglimmerschiefer, Kalksilicatsfels, Grauwackenhornfels u. s. w. Gern wurden sie alle zusammen als „Contactgesteine“ bezeichnet, obwohl sie ja strenge genommen keine unabhängigen Gesteinsbildungen, sondern nur locale Modificationen anderer präexistirender Gesteine sind. Da sie indessen an vielen, weit entfernten Punkten der Erdoberfläche mit ganz constanten Gesteinsmerkmalen wiederkehren, und da auch die zahlreichen Anhänger der Theorie von der metamorphen Entstehung krystalliner Schiefer aus mechanischen Sedimenten sich nicht scheuen, von Gneissen, Glimmerschiefern u. s. w. zu sprechen, wo es sich um umgewandelte Thonschiefer, Grauwacken und Sandsteine handeln mag, und sie als „Gesteine“ zu beschreiben, so ist der Gebrauch der Bezeichnung „Contactgesteine“ wohl nicht ganz zu verwerfen. — Die speciellen für Contactgesteine im Gebrauche befindlichen Namen sind nach verschiedenen Principien gebildet. „Kalksilicatsfels“ und ähnliche Namen beziehen sich auf die chemische, „Andalusitglimmerfels“ und Analoga auf die mineralogische Zusammensetzung. „Hornfels“ waren compacte, makroskopisch hornähnliche, der Schieferung entbehrende Gesteine, deren Namen später freilich auch auf zahlreiche andere, gröberes Korn und schieferige Structur besitzende Gebilde ausgedehnt wurden. Bezeichnungen wie „Grau-

cordillere. Hettner und Linck, Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., 1888, pag. 217. — Auch die von Sigmund beschriebenen Glaseinschlüsse im Granit von Predazzo sind, wie jetzt sicher feststeht, nicht durch „Melaphyr“-Frittung erzeugt, da der „Melaphyr“ älter ist als der Granit, sondern wahrscheinlich durch schnelle Abkühlung des Granites nahe der Grenze.

¹⁾ Ich bemerke ausdrücklich, dass der Grund, weshalb ich im Folgenden einige neue Namen vorschlage, nicht der Wunsch ist, selbst der Vorschlagende zu sein, sondern das mir erwiesen scheinende Bedürfnis nach neuen Bezeichnungen. Ich bin aber sehr gern bereit, meine Vorschläge zu modificiren oder ganz zurückzuziehen, wofern nur andere Berufenere sich der Sache wirklich annehmen wollen.

wackenhornfels“ endlich erinnern an das ursprüngliche Substrat des Contactgesteins, indem sie gleichzeitig die erlittene Metamorphose andeuten. Wir haben also mehrere Classificationsprincipien, deren jedes eine gewisse Existenzberechtigung besitzt, ohne dass indessen irgend eines von ihnen jemals consequent zur Durchführung einer einheitlichen Nomenclatur benützt worden wäre. Ja, es kann getrost behauptet werden, dass es kein anderes Gebiet der Petrographie gibt, auf dem der Willkür des Einzelnen bei der Benennung wichtiger Gesteinsmassen ein grösserer Spielraum gelassen ist, als das der Contactmetamorphose. Infolgedessen ist es sehr schwer, sich aus den Beschreibungen ein Bild zu machen; und das schadet natürlich wieder, wenn es sich darum handelt, aus den Specialergebnissen der einzelnen Beobachter allgemeine Schlussfolgerungen zu ziehen. Da ich nun im Verlaufe dieser Arbeit die Contactproducte einer grösseren Anzahl von granitischen Kernen kurz zu beschreiben¹⁾ habe, meist ohne auf Einzelheiten einzugehen, so war es mir wichtig, mich kurzer und doch klarer Bezeichnungen bedienen zu können. Und darum habe ich die folgenden Darlegungen einfügen müssen.

In den meisten untersuchten Contacthöfen lässt sich wenigstens eine äussere Zone schwacher Metamorphose von einer inneren Zone intensiver metamorphischer Einwirkung unterscheiden. So zerfallen bekanntlich die durch die classische Arbeit von Rosenbusch²⁾ berühmt gewordenen Contacthöfe der granitischen Gesteine der Vogesen in die drei Zonen: 1. Der Knotenthonschiefer, 2. der Knotenglimmerschiefer, 3. der Hornfelse und schiefrigen Hornfelse. An dem Westabhang der südlichen Adamellogruppe finden wir im Muschelkalk³⁾ eine äussere Zone von meist anscheinend ganz normalem, aber von Dipyrrismen durchspiektem Kalkstein, die einer inneren marmorisirten und mit Granat und Vesuvian erfüllten Kalksilicat-Hornfelszone Platz macht. Die permischen Sandsteine und Grauwacken der Val Camonica bilden eine äussere Contactzone, in der der Meta-

¹⁾ Ausführliche Beschreibungen werde ich demnächst in besonderen Arbeiten publiciren.

²⁾ Die Steiger Schiefer. Abhandl. z. geol. Specialkarte von Elsass-Lothringen. Bd. I, H. 2, 1877.

³⁾ Tschermak's Mittheil., Bd. XV, 1895, pag. 180—181.

morphismus wie in der Val Daone ¹⁾ nur schwach durch Neubildung von Biotit, Turmalin und Magnetit, sowie durch beginnende Krystallisation des Cementes angedeutet ist, und eine innere Zone, in der die Umkrystallisirung des Gesteinsmateriales vollständig und der Hornfelscharakter der erzeugten Gebilde unverkennbar ist. ²⁾ — In allen diesen und ähnlichen Fällen können wir die vollständig umkrystallisirten Contactgebilde der inneren Zone in einen Gegensatz stellen zu den nur wenig durch Metamorphismus umgestalteten und in ihrem äusseren Habitus noch leicht das Urgestein erkennen lassenden Gebilden der äusseren Zonen, obwohl ja natürlich nicht nur theoretisch, sondern auch praktisch alle möglichen Uebergänge zwischen den extremen Gliedern existiren. Ich selbst habe nun früher ³⁾ Contactgebilde der inneren Zone von nicht wirklich hornfelsartig compactem Gefüge als Contactfelse von den echten Hornfelsen unterschieden und den schiefrigen Hornfelsen Contactschiefer gegenübergestellt. Da ich mich indessen davon überzeugt habe, dass man schon früher in zahlreichen Contacthöfen die Bildungen der inneren Zonen ohne Rücksicht auf die Grösse des Kornes als schiefrige oder nicht schiefrige Hornfelse bezeichnet hat, so ziehe ich die Ausdrücke „Contactfels“ und „Contactschiefer“ in dem Sinne, wie ich sie bisher gebraucht hatte, zurück und werde von jetzt an ganz allgemein die vollständig umkrystallisirten Bildungen der inneren Contactzonen als Hornfelse ⁴⁾ und schiefrige Hornfelse ⁴⁾ bezeichnen. Es ist nun allerdings wahr, dass, wie auch Zirkel ⁵⁾ hervorgehoben hat, die eigentlichen „Leptynolithe“ der französischen Geologen und Petrographen sich nicht genau mit den „schiefrigen Hornfelsen“ decken, insofern als sie eine viel vollkommenere Schieferung besitzen als diese. Indessen wird man im Interesse einer einheitlichen Nomenclatur gut thun, conventionell „schiefriger Hornfels“ für alle vollständig umkrystallisirten schiefrigen Producte innerer

¹⁾ Giornale di Mineralogia, Pavia 1894, pag. 97—147.

²⁾ Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss., Berlin 1896, pag. 1045—1047.

³⁾ Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1890, pag. 486. — Neues Jahrb., Beil.-Bd. VII, pag. 482.

⁴⁾ Ich schlage im Interesse der internationalen Verständigung vor, in den romanischen Sprachen den bisher sehr verschieden verwendeten Terminus „Cornubianit“ für „Hornfels“ und „Leptynolith“ für „schiefriger Hornfels“ zu gebrauchen.

⁵⁾ Petrographie, 2. Aufl., Bd. II, pag. 86.

Contactzonen zu sagen und die echten „Leptynolithe“ von den echten unvollkommen schiefrigen Hornfelsen als „vollkommen schiefrige Hornfelse“ zu trennen.

Für die Gebilde der äusseren Contactzonen, in denen das Urgestein meist noch leicht erkennbar oder nachweisbar ist, wurden bisher die allerverschiedenartigsten Bezeichnungen gewählt, je nach dem am meisten in die Augen fallenden Charakter. Man vergleiche z. B. Knotenthonschiefer, Dipyrkalkstein, Chiasolithschiefer u. s. w. Es hätte nun gewiss keinen Sinn, diese zum Theil alten und gut eingebürgerten Namen abschaffen zu wollen, obgleich es kaum zu leugnen ist, dass man auch nicht contactmetamorphe Knotenthonschiefer oder Knotenglimmerschiefer auffinden könnte, und dann, was jedenfalls zu vermeiden wäre, denselben Namen für ein Contactgebilde und ein normales Gestein hätte. Aus diesem Grunde schlage ich vor, alle hieher gehörigen Producte der äusseren Contactzonen, in denen das Urgestein noch leicht erkennbar und sein ursprünglicher Charakter nur schwach durch Contactmetamorphose verändert ist, durch Vorsetzung des Wortes „Contact“ vor den Namen des Urgesteins zu einer den Hornfelsen entgegengesetzten Gruppe zusammenzufassen. Ich werde also z. B. sagen „Contactsandstein“ für ein wenig verändertes, noch deutlich als Sandstein erkennbares Gestein einer äusseren Contactzone.¹⁾ Ich werde „Knotenthonschiefer“ und „Knotenglimmerschiefer“ als specielle Varietäten von „Contactthonschiefern“ gelten lassen, „Contactphyllit“ für ein noch deutlich als ursprünglicher Phyllit erkennbares Gestein sagen, „Andalusit-Contactphyllit“, wenn dies Gestein durch Andalusitgehalt ausgezeichnet ist.²⁾ — Dass diese Unterscheidung nothwendig ist, geht schon aus den angeführten Beispielen hervor; denn Andalusitphyllite

¹⁾ Ich habe diesen Namen bereits angewendet. (Giornale di Mineralogia, Pavia 1894, pag. 97—147.)

²⁾ Andalusit-Contactphyllite treten, wie aus der Beschreibung Riva's und seinen mir freundlichst zur Verfügung gestellten Schlifften hervorgeht, in dem Contacthohe des Quarzglimmerdiorites von Rino auf. (Vergl. pag. 10 dieser Arbeit, Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss., Berlin 1896, pag. 1045, Riva, Atti Soc. Ital. Sc. nat. 1896.) Als „schiefrige Hornfelse“ möchte ich diese Gesteine nicht bezeichnen, da in ihnen, wie ich in Uebereinstimmung mit Riva constatire, nicht nur die ursprüngliche Structur, sondern auch der grösste Theil des ursprünglichen Mineralbestandes erhalten ist.

und Biotitsandsteine mit etwas Turmalin und Magnetit können ganz gut existiren und kommen auch wirklich vor, ohne irgend etwas mit der Contactmetamorphose zu thun zu haben.

Wir haben also nun die Contactgebilde in zwei grosse, zwar allmählich in einander übergehende, aber doch in ihren Extremen deutlich von einander getrennte Gruppen geschieden. Während für die Gebilde der äusseren Zonen¹⁾ eine besondere Classification ganz unnöthig ist, da sie sich naturgemäss je nach dem Charakter ihrer Urgesteine gliedern lassen, wird man die Nothwendigkeit einer systematischen Classification der Hornfelse nicht verkennen können. — Das erste und wichtigste Princip wird dabei natürlich dasjenige sein, welches die Contactgebilde nach ihrem ursprünglichen Substrate unterscheidet. Dazu ist aber keine neue Namensgebung nothwendig, da wir schon seit langer Zeit von „Grauwackenhornfelsen“, „Thonschieferhornfelsen“ u. s. w. sprechen und darunter aus Grauwacken, beziehungsweise Thonschiefern hervorgegangene Hornfelse verstehen. Es ist nur nöthig conventionell festzulegen, dass bei dieser Bezeichnungsweise der Name des Urgesteins immer vor das Wort „Hornfels“ gesetzt wird, also z. B. „Gneisshornfels“ für einen imaginären, aus Gneiss hervorgegangenen Hornfels gesagt wird, nicht „Hornfelsgneiss“.

Man könnte nun die Meinung vertreten, dass diese Unterscheidung nach dem ursprünglichen Material der Hornfelse vollständig genüge; das ist aber nicht der Fall, da z. B. die Phyllithornfelse deutlich mineralogisch und structurell verschiedene Gebilde umfassen können, deren Unterschiede auch in dem Namen ausgedrückt zu werden verdienen. Umgekehrt brauchen sich z. B. Thonschieferhornfelse weder chemisch, noch mineralogisch von Phyllithornfelsen zu unterscheiden.

Daher ist von Alters her ein zweites Classificationsprincip angewendet worden, insofern als man den chemischen Bestand der Hornfelse zur Unterscheidung benützte. Indessen bildete man hier nur zwei grosse Gruppen, nämlich die sogenannten Kalksilicathornfelse und die keinen besonderen Namen tragenden, aber an

¹⁾ Zu diesen rechne ich natürlich auch die Gebilde schwach metamorphosirter und deshalb keine Zonengliederung erkennen lassender Contacthöfe, die in ihrer Gesamtheit eigentlich nur einer äusseren Contactzone entsprechen.

Kalksilicaten armen Hornfelse. Weitere Gruppen sonderte man nicht ab, obwohl z. B. an Cordierit, Biotit und stellenweise auch an Spinell reiche Hornfelse¹⁾ ganz gut etwa als Magnesia-Thonerdesilicathornfelse hätten abgetrennt werden können. Auch unter den Kalksilicathornfelsen hätten die häufigen „Kalkthonerdesilicathornfelse“ von den selteneren thonerdearmen oder -freien Kalksilicathornfelsen getrennt werden können. Der Grund zu dieser berechtigten Vernachlässigung des chemischen Principes besteht in den zahllosen Uebergängen, die alle Typen mit einander verbinden und in der Seltenheit von chemisch kurz definirbaren reinen Typen.

Eine eingehendere und praktischere Classification der Hornfelse können wir bis jetzt, wahrscheinlich aber auch in Zukunft nur dadurch erzielen, dass wir ihre mineralogische Zusammensetzung²⁾ als Kriterium benützen. — Wenn ein Hornfels wesentlich aus einem oder zwei Mineralien besteht, so ist die Benennung natürlich ohne weiteres durch Zusammensetzung der Mineralnamen mit dem Worte „Hornfels“ möglich; und Bezeichnungen wie „Quarz-Biotit-Hornfels“ oder „schiefriger Andalusit-Biotit-Hornfels“ sind Jedem ohne weiteres verständlich. Schwieriger wird aber die Bezeichnung von Hornfelsen, die aus ungefähr gleichen oder doch nicht wesentlich verschiedenen Mengen von drei, vier oder mehr Mineralien bestehen. Man hat sich in diesem Falle damit geholfen, dass man nur eines der betreffenden Mineralien, und zwar in der Regel dasjenige im Gesteinsnamen zum Ausdruck brachte, welches das Interesse des Beobachters sei es durch Seltenheit überhaupt, sei es durch Seltenheit in Contactbildungen auf sich zog. So findet man das Wort Andalusithornfels gebraucht für Hornfelse, die aus ziemlich gleichen Mengen von Andalusit, Biotit und Quarz bestehen oder in denen mitunter sogar der Andalusit sehr viel seltener ist als Quarz und Biotit. Das Gleiche gilt von „Cordierithornfels“ und ähnlichen Namen. Ich schlage nun im Interesse einer einheitlichen Nomenclatur vor, davon Abstand zu nehmen und unter *X*-Hornfels nur Hornfelse zu verstehen, die wesentlich von dem Mineral *X* gebildet werden, für

¹⁾ Wie sie in der Adamellogruppe, bei Klausen, im Odenwald und an anderen Orten vorkommen.

²⁾ Ich bemerke ausdrücklich, um Missverständnissen vorzubeugen, dass dabei natürlich auch die Quantitäten der Gemengtheile berücksichtigt werden müssen, so dass also auch dieses Princip der chemischen Zusammensetzung Rechnung tragen muss.

Hornfelse aber, die aus drei und mehr wesentlichen Gemengtheilen bestehen, wofern diese Mineral-Combination durch Häufigkeit und Quantität Wichtigkeit gewinnt, besondere Namen zu wählen. Um aber dabei nicht ganz unnützerweise die Nomenclatur durch eine grosse Anzahl von neuen Localnamen oder gar auf andere Weise gebildeten Namen zu belasten, schlage ich weiter vor, die Namen der normalen krystallinen Schiefer für die bei Hornfelsen vorkommenden gleichen Mineralcombinationen zu verwerthen, sie aber durch Voransetzung des Wortes Hornfels von den echten krystallinen Schiefen zu unterscheiden. So würde denn ein schiefriger oder nicht schiefriger „Hornfelsgneiss“ ein aus Quarz, Glimmer und Feldspath zusammengesetzter Hornfels, ein Hornfels-Cordieritgneiss ein aus Cordierit, Quarz, Glimmer und Feldspath zu ziemlich gleichen Theilen zusammengesetzter Hornfels sein. Gegen dies Princip kann man einwenden, dass ein solcher aus Quarz, Glimmer und Feldspath bestehender Hornfels ja kein „echter Gneiss“ sei. Da man aber unter den „echten Gneissen“ sicher auch sogenannte regionalmetamorphe und dynamometamorphe mechanische Sedimente aufführt, so kann ich nichts Tadelnswertes darin finden, auch contactmetamorphe Gesteine von gleicher mineralogischer Zusammensetzung so zu nennen, vorausgesetzt natürlich, dass man durch Voransetzung des Wortes „Hornfels“ die besondere Entstehung dieser Gesteine kennzeichnet.

Im Folgenden will ich nun einige der wichtigsten unter den Hornfelsen vorkommenden Mineralcombinationen anführen und ihre Namengebung kurz besprechen.

Combination: Quarz-Glimmer. (Ramberg.) Nicht schiefrig: Quarzglimmerhornfels. Schiefrig: Hornfelsglimmerschiefer.

Quarz-Feldspath. (Adamello-Gruppe.) Schiefriger oder nicht schiefriger Quarz-Feldspath-Hornfels oder Hornfels-Granulit.¹⁾

Quarz-Feldspath-Glimmer. (Monte Aviolo.) Schiefriger und nicht schiefriger Hornfelsgneiss.

Glimmer-Feldspath. (Val Finale bei Edolo.) Schiefriger und nicht schiefriger Glimmer-Feldspath-Hornfels. Da diese Combination indessen häufig in Verbindung mit einem dritten Minerale, z. B. Andalusit oder Cordierit, vorkommt, so empfiehlt es sich, dafür

¹⁾ Wem es widerstrebt, „Granulit“ in diesem Sinne zu verwenden, kann Leptynit sagen.

einen gleichbedeutenden Localnamen zu schaffen, der dann eine wesentliche Abkürzung ermöglicht. Ich schlage vor: Edolit und dementsprechend, schiefriger und nicht schiefriger Hornfels-Edolit, im Falle der Combination mit einem dritten Mineral *A*, Hornfels-*A*-Edolit.

Glimmer-Andalusit. (Torrente Maso, Cima d'Asta.) Andalusitglimmerhornfels. Doch schlage ich aus demselben Grunde wie bei der Combination Glimmer-Feldspath, hier als gleichbedeutend „Astit“ und demgemäss „Hornfels-Astit“ vor.

Glimmer-Cordierit. (Monte Aviole.) Cordierit-Glimmer-Hornfels und damit gleichbedeutend: Aviolit, beziehungsweise Hornfels-Aviolit.

Andalusit-Quarz-Glimmer. (Cima d'Asta, Bono in Sardinien¹), Vogesen.) Die schiefrige Varietät kann man entweder „Hornfels-Andalusitglimmerschiefer“ oder „schiefriger Hornfels-Quarz-Astit“ nennen. Wenn das Gestein nicht schiefrig ist, wird man wohl immer „Hornfels-Quarz-Astit“ zu sagen vorziehen.

Cordierit-Quarz-Glimmer. (Adamellogruppe.) Nicht schiefrig: Hornfels-Quarz-Aviolit. Schiefzig: Ebenso oder „Hornfels-Cordieritglimmerschiefer.“

Cordierit-Feldspath. (Seeben bei Klausen.) Für diese Combination würde „Cordierit-Feldspath-Hornfels“ ausreichen, wenn nicht, wie in dieser Arbeit gezeigt werden wird, häufig andere Minerale sich als wesentliche Gemengtheile dazu gesellten. Ich schlage daher als gleichbedeutend „Hornfels-Seebenit“ vor.

Quarz, Feldspath, Amphibol. (Adamellogruppe.) Hornfels-Amphibolgneiss.

Beschreibung der periadriatischen granitisch-körnigen Massen.

Randbogen.

I. Adamello.²)

Im Folgenden zähle ich zuerst die verschiedenen Hypothesen über das Alter und die Entstehung der Tonalitmassen des Adamello auf.

¹) Nach einer freundlichen Mittheilung meines Freundes, Dr. Riva.

²) Man vergleiche die hier nicht besonders citirte Literatur in Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1890, pag. 554—556 und pag. 451—453.

1. Sie wurden von Curioni¹⁾, Stache und Reyer für submarine Oberflächenergüsse gehalten. Letzterer glaubte auch Tuffe des Tonalites zu finden, und zwar hielt er dafür bestimmte in der Val Daone und an der Uza auftretende Gesteinsvarietäten. Stache fasste die dem Tonalit benachbarten Gebilde als zwischen Tonalitlaven abgelagerte und daher primär hochgradig metamorphe Sedimentärschichten auf.— Curioni hielt die „emersione“ des Tonalites für carbonisch; Reyer nahm an, dass die Eruptionen sich in drei verschiedenen Epochen wiederholt hätten, nämlich in den Zeiten der Ablagerung der krystallinen Schiefer, des Grödener Sandsteins und der Trias. Stache glaubte gleichfalls an mehrere Eruptionsepochen, und zwar an eine azoische, permische und triadische, gerieth aber später doch in Zweifel darüber, ob wirklich einem Theile des Tonalites azoisches Alter zugeschrieben werden müsse oder nicht.

2. Die zweite Hypothese war die von dem um die Erforschung der Adamello-Gruppe hochverdienten Lepsius aufgestellte. Da sie indessen von diesem selbst nicht mehr vertreten wird, so kann ich hier von einer Besprechung absehen. Man vergleiche darüber Neues Jahrb. f. Mineralogie, Beil.-Bd. VII, pag. 486, Anm. 1.

3. Der Tonalit des Adamello wird für ein intrusives, unterirdisch erstarrtes Gestein gehalten. Das ist die für den Tonalit der sogenannten Freronegruppe von Finkelstein, für die gesammte Adamellogruppe zuerst von mir vertretene, später auch von Löwl angenommene Anschauung. Suess spricht sich zwar über das Alter, aber nicht über den Erstarrungsort des Tonalites aus. Er sagt nämlich: „Es mögen Meinungsverschiedenheiten darüber bestehen, ob man dasselbe (Tonalitgebirge) als Narbe oder als Lakkolith aufzufassen habe, das heisst, ob die vulcanische Masse in der That zur Eruption an der Erdoberfläche gelangte oder nicht. Zur Aufhellung dieser Frage verfolgen wir nun zunächst den Stock in seinem weiteren Verlaufe gegen Nordnordost.“²⁾ Weiterhin heisst es dann: „Es gestaltet sich nun die oben gestellte Frage dahin, ob die beiden

¹⁾ Ricerche geologiche sull'epoca dell'emersione u. s. w. Mem. Ist. Lomb. 1872, pag. 351 u. 354. Allerdings ist Curioni's Beschreibung nicht absolut klar. Doch glaube ich, dass er unter „roccia emersoria“ wirklich submarine Ergüsse und nicht „Fussgranite“ verstand.

²⁾ Antlitz, Bd. I, pag. 319 und 323.

durch tonalitische Ausbildung und die Beziehungen zu dem grossen Bruche ausgezeichneten Granitzüge von ganz verschiedenem Alter seien, oder ob es ein gleichzeitiger Zug von Lakkolithen sei, welcher im Re di Castello die Triasschichten verändert und an seinem anderen Ende, in der Antholzer Masse in weit tieferem Horizonte in dem Gneissgebiete sichtbar ist.“ Eine Antwort auf diese Frage ist indessen in den beiden bisher publicirten Bänden des „Antlitz der Erde“ nicht enthalten. Innerhalb dieser dritten Hypothese sind natürlich immer noch Meinungsverschiedenheiten darüber möglich, ob der Tonalit einen Batholith im neueren Suess'schen Sinne, einen Lakkolith¹⁾ oder einen Stock repräsentire. Ja, es ist von E. v. Mojsisovics²⁾, freilich, wie er selbst hervorhebt, ohne eigenen Besuch der Gegend, die Vermuthung ausgesprochen worden, dass der „Adamellostock“ die Narbe eines permischen Vulcanes sei, der zusammen mit anderen periadriatischen granitischen Kernen (Cima d'Asta, Klausen, Meran) die Bozener Quarzporphyre gefördert hätte.

Das sind die wichtigsten Hypothesen über die Entstehung des Adamellotonalites. Hinsichtlich der unter 1. angeführten Anschauung kann ich mich kurz fassen. Die von Reyer für Tuffe gehaltenen Gebilde der Val Daone sind, wie ich bereits mittheilte³⁾, vom Tonalit metamorphosirte permische Sandsteine, Grauwacken und Thonschiefer. Die „Pseudosyenite“ Reyer's von der Uza, die er gleichfalls für Tuffe erklärte, sind nach meinen geologischen Untersuchungen an Ort und Stelle und nach mikroskopischen Beobachtungen an dort gesammeltem Material entweder petrographische Abänderungen des Eruptivgesteines oder contactmetamorphe Triasgesteine. — Auch das zweite von Stache und Reyer zur Stütze ihrer Auffassung benützte Argument, nämlich die Lageratur der an der Tonalitgrenze in den Contactbildungen auftretenden Eruptivgesteine, ist hinfällig. Es treten allerdings sowohl an der Uza, wie an der Westseite der Adamellogruppe an vielen Stellen scheinbar lagerförmige Massen von Tonalit und verwandten Gesteinen auf. Sobald man aber eines dieser „Lager“ an guten Aufschlüssen näher untersuchen kann, stellt es sich heraus, dass es Lagergänge sind. Und mitunter ist es sogar

¹⁾ Vergleiche den ersten Theil der vorliegenden Arbeit.

²⁾ Dolomitriffe, pag. 407.

³⁾ Neues Jahrb., Beil.-Bd. VII, pag. 486, Anm. 1, und Giornale di Mineralogia, 1894, pag. 97—147.

deutlich nachweisbar, dass diese Lagergänge in directem Zusammenhange mit der Hauptmasse des Tonalites stehen, so z. B. in dem weiter unten wiedergegebenen Profil von der Malga del Coppo d'Arno¹⁾ zur Forcella delle Basse. — Dass endlich Stache's Erklärung von dem Ursprung der krystallinen Beschaffenheit der Adamello-Randzone nicht haltbar ist, habe ich ausführlich in mehreren Arbeiten nachgewiesen. Die ganze Randzone ist nichts anderes als der normale Contacthof einer mächtigen plutonischen Gesteinsmasse.

Der wichtigste Beweis für die unterirdische Erstarrung des Tonalites ist eine Thatsache, auf die zuerst aufmerksam gemacht zu haben das Verdienst Curioni's und Ragazzoni's ist, nämlich die Existenz von mehr oder weniger ausgedehnten Resten von Triasschichten auf der Oberfläche der Tonalitmasse. Curioni beschrieb schon 1872²⁾ Reste von Sedimenten auf dem Tonalit von dem Passo della Rossula (zwischen Val di Leno und Val di Doi) und vom Passo del Termine³⁾. Er bezeichnet diese Schichten als „scisti neri e rubiginosi“ und „calcareae grigie“ und hob hervor, dass sie fast vertical stehen, sich aber nach unten in dem Tonalit auskeilen, so dass dieser die ununterbrochene Unterlage des ganzen Gebirges bildet. Ragazzoni zeichnete 1875 in seinem „Profilo geognostico del pendio meridionale delle Alpi Lombarde“⁴⁾ im dritten Profil (*B—C*) an verschiedenen Stellen Reste von „calcare metamorfico“ auf dem Tonalit. Diese auch im Texte erwähnten und wenn auch nur schematisch gezeichneten, so doch ganz richtig bereits als metamorphe Trias aufgefassten Sedimentreste finden sich nach ihm auf dem Monte Cavalle⁵⁾ (Monte Badile der jetzigen Karten), dem Monte Stabio und dem Monte Bazena. Nach Ragazzoni beobachtete Finkelstein⁶⁾ an verschiedenen Punkten

¹⁾ Da auch in der Val Malga nördlich vom Passo del Coppo eine verfallene Malga del Coppo liegt, so unterscheide ich die Malga del Coppo in der Nähe des Lago d'Arno als Malga del Coppo d'Arno.

²⁾ Emersione, pag. 344—345.

³⁾ Passo della Scaletta der österreichischen Karte, zwischen Val di Leno und Val di Caffaro.

⁴⁾ Commentari dell' Ateneo di Brescia, 1875, pag. 7—8.

⁵⁾ In dem Profile ist zwischen Marmor und Tonalit auf dem ganz unzugänglichen Nordabhang eine Schicht von quarziti metamorfiche gezeichnet. Doch beruht das wohl nur auf Vermuthung.

⁶⁾ Zeitschr. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins, 1889, pag. 315.

des südwestlichen Theiles der Adamello-Gruppe, in der Umgebung des Monte Frerone, Reste von Triasmarmor auf der Oberfläche des Tonalites. Ihm gebührt auch das Verdienst, als Erster richtig daraus geschlossen zu haben, dass die „Tonalitmassen des Frerone einstmals vollkommen von einer kalkigen Sedimentkruste bedeckt und verborgen waren, jünger sind als dieselbe, und dass erst später die zerstörenden Agentien den grössten Theil der Decke hinwegnagten und den Kern des Gebirges herausschälten“. 1891 constatirte ich¹⁾ dann, dass die schon von Curioni erwähnten Gesteine der Rossula nichts anderes als contactmetamorphe Triasschichten sind, und kam zu dem Schlusse: „Der Tonalit wurde als glutflüssiges Magma in unregelmässige, unterirdische, wahrscheinlich gleichzeitig mit der Injicirung sich bildende Hohlräume eingepresst und metamorphosirte die ihn rings umgebenden, untereinander verschiedenartigen, im Verhältnisse zu ihm aber älteren Sedimente, sämmtlich ausnahmslos.“ Im Jahre 1893 publicirte mein vortrefflicher Freund, avv. Paolo Prudenzini aus Breno, kühner Bergsteiger und begeisterter Darsteller der heimischen Gebirge, mehrere eigene Beobachtungen über die Verbreitung der metamorphen Trias-Marmorschichten auf dem Tonalit.²⁾ Er stellte genau die Verbreitung des Marmors auf dem Badile fest und fügte den bisher bekannten Fundorten auch noch die Cime Sablunera, Colombè und Berbignaga settentrionale hinzu. Cozzaglio³⁾ bezieht sich auf diese Beobachtungen, schliesst aber daraus nur, dass der Tonalit vom Muschelkalk „in origine fosse almeno in gran parte ricoperta“. Und auch an einer anderen Stelle vermuthet er „che queste grandi masse di tonalite fossero in origine quasi tutte coperte di calcari“. Diese Formulirung würde es nicht ausschliessen, dass der Tonalit an einzelnen Stellen die Oberfläche erreicht hätte. Indessen ist das auch aus folgenden Gründen unmöglich. Der Tonalit ist, wie später gezeigt werden wird, jünger als Esinokalk, über diesem aber fehlen in der Umgebung der Adamellogruppe Laven, die auf den Tonalit bezogen werden könnten, vollständig. Vor allen Dingen aber wissen wir mit Sicherheit aus dem Auftreten der Trias in der Val di Non und Val di Bresimo im Nordosten, am Corno di

¹⁾ Tschermak's Mittheil., pag. 415.

²⁾ La conca d'Arno. Boll. Club Alp. It., Vol. XXVII, pag. 32.

³⁾ Giornale di Mineralogia, 1894, pag. 3—4 und 19—20 des Sonderabdruckes.

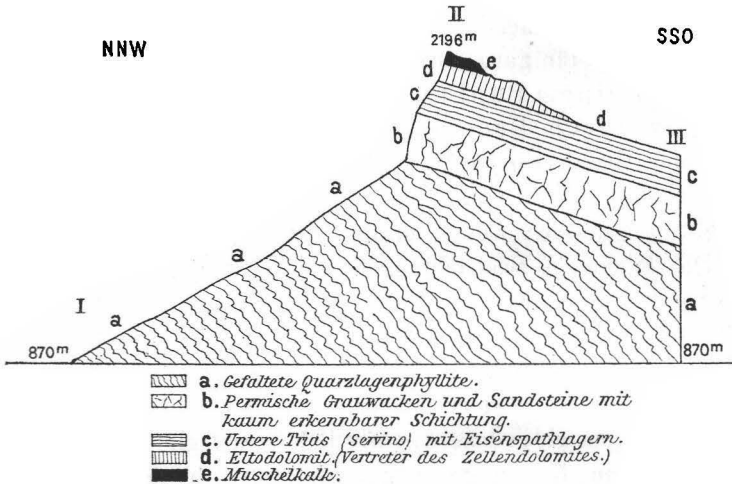
Cerveno (Concarena) und Monte Elto im Westen, sowie in den Graubündener und Veltliner Alpen im Norden und Nordwesten, dass sich das Triasmeer über diese ganze Gegend geschlossen erstreckte; denn es fehlen vollständig Strandbildungen mit Tonalitdetritus, wie wir sie finden müssten, wenn der Tonalit damals wirklich, nach E. v. Mojsisovics' Annahme¹⁾, ein „Cap“ im südalpinen Meere gebildet hätte. Ja, es fehlen Tonalitgerölle, wie bereits Stache sehr richtig hervorhob, in allen vorglacialen Ablagerungen. Ich halte es aus den angeführten Gründen für ganz ausgeschlossen, dass der Tonalit an irgend einem Punkte die Oberfläche erreicht hätte, bevor er durch Erosion von den auf ihm lagernden, älteren Schichten befreit wurde, und beschränke mich im Folgenden darauf, zu untersuchen, ob er ein Batholith, Stock oder Lakkolith ist und welches Alter ihm zukommt.

Die folgenden Beobachtungen geben über das Verhältnis zwischen den auf dem Tonalite liegenden und den unter ihn einschliessenden Schichten Aufschluss und werden dadurch bedeutungsvoll für die Auffassung seiner Genesis. Ich habe schon an einer früheren Stelle dieser Arbeit darauf aufmerksam gemacht, dass der westlich vom Oglio gelegene Monte Elto in seinem Bau ganz genau dem östlich davon gelegenen Monte Colombè entspricht, ja sogar als die nur von dem Flusse durchbrochene Fortsetzung des letzteren aufgefasst werden kann. Der Unterschied besteht nur darin, dass der Monte Elto gänzlich ausserhalb der tonalitischen „Einfluss-Sphäre“ liegt, während in die Schichten des Colombè der mächtige, westlichste Theil des Re di Castello-Tonalites eingedrungen ist. Das beistehende Profil (Fig. 4) erläutert den Bau des Monte Elto. Es ist in nordnordwestlicher Richtung durch den Kamm zwischen M. Cuèl und M. Elto gelegt. Wir haben zu unterst gefaltete, aber überwiegend N 70 O streichende und mit mittlerer Neigung nach Südsüdosten fallende Quarzlagenphyllite, unter denen bei Cedegolo gneissartige Gesteine als tiefster Horizont entblösst sind. Darüber liegen discordant permische klastische, Quarzporphyrgerölle führende Bildungen, deren Mächtigkeit ich auf 300 Meter schätze, und die gleichfalls ostnordöstlich streichen, aber mit geringerer Neigung in südlicher Richtung

¹⁾ Dolomitriffe, pag. 511.

verflächen. Dann folgen etwa 150—200 Meter Servinobänke mit Eisenspathlagern, 50—80 Meter compacter, den Zellendolomit vertretender Eltodolomit¹⁾ und eine vielfach sehr dünne oder ganz erodirte, auf dem Eltogipfel selbst noch ziemlich mächtige Schicht von dunkelgrauem bis schwarzem Muschelkalk.

Fig. 4.



Profil III. Masstab 1 : 33333. Natürliche Höhen.

I Val Paisco zwischen Lovèno und Paisco.

II Kamm zwischen M. Elto und M. Cuèl.

III Abhang nach Val Clegna hin.

Ein diesem vollständig analoges Profil erhält man, wenn man von Cedegolo auf dem anderen Ogloufer nach Capo di Ponte wandert und von da über Paspardo nach Predalbino aufsteigt. Von Cedegolo bis zu einem Punkte wenig südlich vom Monastero di Capo di Ponte²⁾ bleibt man in mit meist mittleren Neigungswinkeln süd-fallenden krystallinen Schiefen, die in den tieferen Niveaus mehr

¹⁾ Ueber den Eltodolomit und die anderen Ablagerungen des Monte Elto vergleiche man auch d. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss., Berlin 1896, pag. 1040—1041. Cozzaglio hielt den Eltodolomit für eine besondere Facies des Muschelkalkes.

²⁾ Die Auflagerungsfläche erreicht genau an der Stelle, wo der vom Monastero nach Capo di Ponte führende Weg vom Berghang rechts in die Wiesen abbiegt, den Thalboden.

gneissartig, in den höheren phyllitisch entwickelt sind. Von diesem Punkte aus bis fast nach Paspardo steigt man nur über grobgeschichtete permische Ablagerungen, und zwar Sandsteine, Grauwacken und Thonschiefer. Da die Höhendifferenz etwa 550 Meter und der Neigungswinkel der Permschichten ungefähr 30° betragen dürfte, ergibt sich die Mächtigkeit hier zu $550 \cos 30 =$ etwa 480 Meter, falls nicht dem Gehänge parallele Staffelverwerfungen vorhanden sein sollten. Paspardo selbst ist auf Servino gebaut, der hier vielfach dünne Kalkbänke enthält. Bei Predalbino endlich sah ich wohl zum Zellendolomit gehörige Bildungen, die über dem Servino liegen. Wir haben also die ganze Eltoserie mit Ausnahme des Muschelkalkes auch hier vertreten und ich zweifle nach einigen bereits in der Contactregion angestellten Beobachtungen nicht daran, dass auch der Muschelkalk und wahrscheinlich sogar noch die Buchensteiner Schichten zu finden sein werden. Was die geologischen Richtungen des Sedimentsystems betrifft, so ist das Streichen des Servino, das ich an vielen Stellen genau messen konnte, in der Umgebung von Paspardo stets etwa West-Nord-West bei mittlerem Süd-Süd-West-Fallen. Geht man aber nun von Paspardo über die Baite Zumella zur Tonalitgrenze, so wechseln die geologischen Richtungen. Hinter den Baite Zumella und schon in grosser Höhe stehen metamorphe Kieselkalke vom Habitus der Buchensteiner Schichten an. Sie streichen N 20 O und fallen mit $20-30^\circ$ nach Osten ein. Noch näher gegen den Tonalit folgt ein grösserer Aufschluss von bunten Schiefeln und gehärteten Mergeln (Wengener Schiefer?) mit N 30—35 O-Streichen und $50-60^\circ$ Ost-Fallen. In der Valletta Fopassa endlich, wo es zum Passo di Sablunera emporgeht, mass ich unmittelbar im Contacte mit dem Tonalit N 55 O-Streichen bei mittlerem Süd-Ost-, also unter den Tonalit gerichteten Fallen und in etwas grösserer Entfernung von diesem N 45 O-Streichen bei $35-40^\circ$ Süd-Ost-Fallen. Die Schichten schmiegen sich also auch hier an die Tonalitgrenzfläche an, während sie wenige Kilometer weiter westlich noch die charakteristischen Bergamasker geologischen Richtungen haben. Sie fallen unter den Tonalit ein und die jüngsten Schichten treten in directen Contact mit dem Eruptivgestein. Erhebt man aber vom Zumella-Thalkessel seine Augen zu den Gipfeln, so erkennt man hoch oben auf der Cima Sablunera die von Prudenzini entdeckten metamorphen Triasschichten auf dem Tonalit.

Sehen wir nun, wie sich die Verhältnisse auf der Nordseite derselben Tonalitmasse gestalten. Auf dem schon von Escher von der Linth begangenen Wege, der von Paspardo zum Lago d'Arno fährt, geht man erst über Servino mit West-Nord-West- bis Nord-West-Streichen und mittlerem Süd-West-Fallen. Zwischen Cadinoclo und Flesso¹⁾ streichen seine Bänke direct auf das Perm des Punktes „1318 Meter“ zu, sind aber von diesem durch eine Verwerfung getrennt. Von da an geht der Weg stets über Perm und erst bei der Localität „Dos della testa“ erreicht man, da man fortwährend in niedrigere Niveaus gelangt, die unterlagernden Quarzlagenphyllite und bleibt in ihnen bis zu einer Entfernung von weniger als einer halben Stunde vom Lago d'Arno. Auf dem ersten Theil des Weges hinter dem Dos della testa sind sie normal entwickelt. Bei den Bächen der Gegend von Sessola fehlen die Aufschlüsse. Wo man sie aber, nicht sehr weit von der Malga del Coppo d'Arno, von neuem antrifft, sind sie von dem hier nicht mehr viel über ihnen anstehenden Tonalit durch das Perm hindurch metamorphosirt und als cordierit- und andalusitreiche Contactgesteine entwickelt. Ihr Streichen ist vom Dos della testa bis zum letzten Aufschluss, kurz vor den „due fratelli“²⁾ stets ungefähr West-Nord-West bis Ost-West, ihr südliches Fallen wechselt etwas, ist aber selten flach, meist mittel bis steil. Geht man aus der metamorphen Zone nach Norden in das Pogliathal hinunter, so erreicht man sehr bald die normale Phyllitserie. Steigt man aber vom Wege in der Gegend der Malga del Coppo d'Arno nach Süden in die Höhe, um über die Forcella delle Basse hinüber nach Paspardo zu gelangen, so beobachtet man das nebenstehende nicht uninteressante Profil, das ich nach Norden bis in's Pogliathal hinunter verlängert habe. — Das zur Forcella delle Basse führende Coppo d'Arno-Thal ist offenbar der „Seitentobel“, in dem Escher bereits Marmorblöcke sah.³⁾ Zu unterst am Wege auf beiden Seiten des Thales stehen metamorphe Quarzlagenphyllite mit ungefähr Ost-West-Streichen und etwa 30° Süd-Fallen an. Etwa 50 Meter über dem Wege, auf der linken Thal-

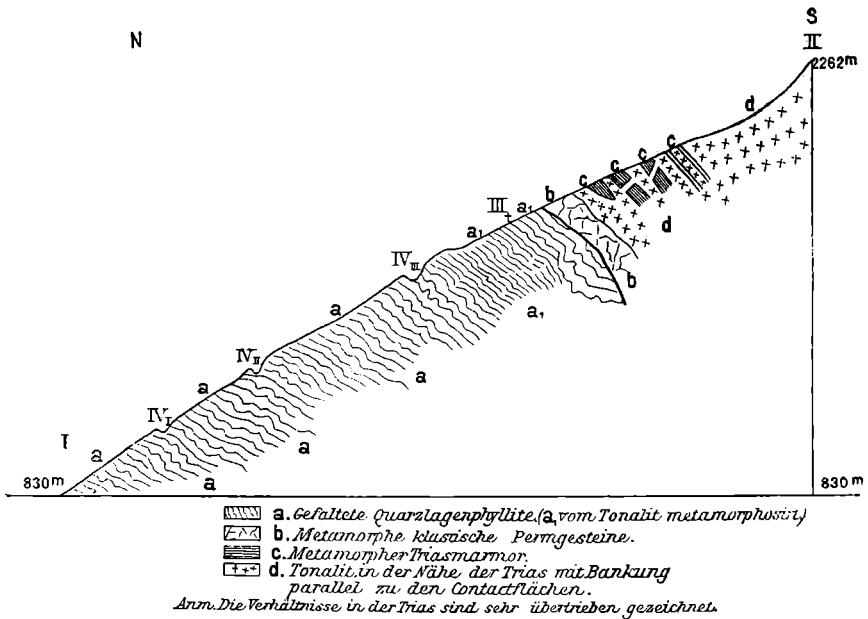
¹⁾ Man vergleiche hier und im Folgenden die italienische Generalstabskarte in $\frac{1}{1:50000}$ oder besser noch in $\frac{1}{1:25000}$.

²⁾ Es sind das zwei seltsam geformte Felsköpfe, über die der Weg führt, und die vom Seeauslauf sichtbar sind.

³⁾ Studer, Geologie der Schweiz, Bd. I, pag. 294.

seite (der rechten für den Aufsteigenden), enthalten sie bläuliche cordieritreiche Hornfelse und unmittelbar über diesen folgen Grauwacken- und Sandstein-Hornfelse des Perm, bald als Fleckfelse ¹⁾ entwickelt, bald ohne Flecken. Nun folgen ungefähr 50 Meter (? Schätzung) metamorphe Permschichten und dann mit einem Male feinkörniger Tonalit. In diesem ist gleich darauf eine isolirte Scholle

Fig. 5.



Profil IV.

Masstab 1 : 25.000.

Natürliche Höhen.

I Pogliathal südlich von Fresine. II Forecella delle Basse. III Weg von Paspardo zum Lago d'Arno, dicht bei der verlassenen Malga Coppo d'Arno.

IV_I, IV_{II}, IV_{III} Bäche.

von metamorphen Triaskalkschichten eingeschlossen; dann folgt eine mächtige gebänderte und wohl geschichtete Marmorasse, die N 70 W streicht und mit 60—70° nach Süden fällt. Beim Anstieg hält sie eine kurze Zeit an, dann wird sie unregelmässig von Tonalit-

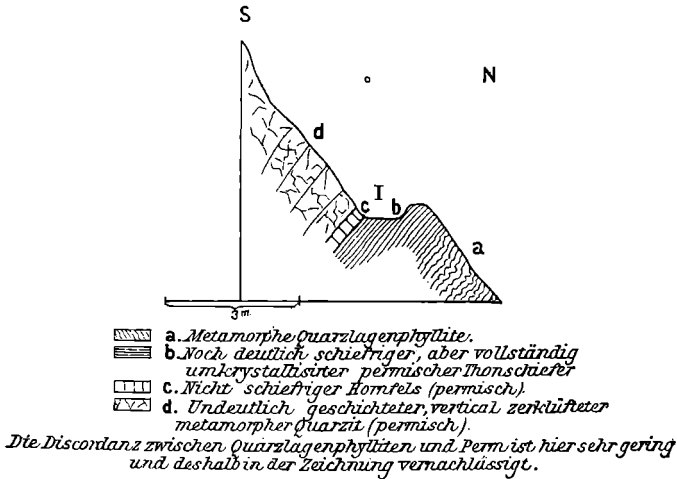
¹⁾ Man vergleiche über diese das pag. 1046 der Sitz.-Ber. d. Akad. Berlin 1896 Gesagte. Es sind eigenartige Hornfelse mit grossen Cordierit-Biotitconcentrationen.

apophysen durchbrochen und schliesslich ganz von Tonalit abgelöst. Aber man erkennt beim weiteren Ansteigen, dass dem Tonalit mehrmals unter einander und mit den unteren Triasschichten ungefähr concordante, gebankte, aber nicht mehr durch dunkle Substanz gebänderte Marmorschichten eingelagert sind. Sie streichen stets N 60 W bei steilem Süd-Fallen. Bemerkenswert ist, dass auch hier wie an der von Reyer beschriebenen Uza der Tonalit in dünne, den Triasschichten parallele Bänke abgesondert ist. Weiter oben folgt nun für längere Zeit nur Tonalit, häufig dünnbankig abgesondert. In meinem Notizbuche finde ich noch die Angabe, dass diese Bänke noch weiter oben N 75—80 O streichen bei steilem Nord-Fallen. Beim weiteren Anstiege zum Passe tritt noch einmal Marmor auf und dann hält der Tonalit bis ganz oben an. Er enthält viele Millionen der dunklen Reyer'schen „Schlierenknödel“ und zeigt an manchen Stellen durch die Anordnung der Hornblende-Individuen deutliche Fluidalstructur. Von der Passhöhe stieg ich nach rechts schräg hinunter und gelangte über Tonalit hinweg zu Marmorlagern, denen weiter unten wieder Tonalit folgt. In ziemlicher Tiefe erreichte ich dann von neuem einen mächtigen Zug gebänderter, schöne Hessonite führender Triasschichten, die vielfach gebogen und gefaltet sich schräg am Hange hinunter in der Richtung zum Thälchen des Passo della Porta ziehen. Nach unten werden sie von neuem von Tonalit abgelöst. — Bemerkenswert ist nun, dass unmittelbar westlich von dem beschriebenen Coppo d'Arno-Thal sich die nördliche Cima Bergnaga erhebt, an der Prudenzini Triasmarmor-Reste auf dem Tonalite fand. Das Ergebnis der angeführten Beobachtungen ist fast identisch mit dem im Zumellathalkessel erhaltenen, nur dass hier das Bergamasker Streichen der Schichten mit dem Streichen der Contactfläche zusammenfällt und somit die Verhältnisse vereinfacht sind. Doch haben wir auch hier die Auflagerung des Tonalites auf die unter ihn geneigten Sedimente und seine Ueberlagerung durch gleichfalls ältere, aber metamorphosirte Triasschichten. Neu ist die Auflösung der obersten Bänke der Unterlage durch zahlreiche mächtige Lagergänge und Apophysen, sowie die Bankung des Tonalites. Die geringe Mächtigkeit des Perm erklärt sich durch mit der Intrusion zusammenhängende Verschiebungen. Die nicht gebänderten Marmorbänke können dem

Zellendolomit (vielleicht in der Facies des Eltodolomites) oder dem Muschelkalk oder endlich allen beiden angehören.

Gehen wir nun auf dem Paspardo-Lago d'Arno-Weg noch weiter nach Osten, so erreichen wir, wie schon erwähnt, kurz vor der Localität „i due fratelli“ von neuem das hier deutlich auf den metamorphen Phylliten liegende metamorphe Perm.¹⁾ Die Phyllite streichen an ihrem letzten Aufschlusse N 80—90 W und fallen mit 30° nach Süden ein. Noch kurz vorher enthalten sie an einer Runse bläulichen cordieritreichen Hornfels und einen mächtigen Gang von

Fig. 6.



Profil V.

I Weg von Paspardo zum Lago d'Arno, wenig westlich von den „due fratelli“.

feinkörnigem Tonalit. Die permischen Schichten streichen Ost-West und fallen mit 40—45° nach Süden ein. Die Winkeldifferenz ist also an dieser Stelle so gering, dass ich sie in dem vorstehenden kleinen Profil vernachlässigt habe. Die Permschichten bestehen dort, von unten nach oben, aus einer dünnen Lage noch deutlich schiefrigen, aber vollständig umkrystallisirten Thonschiefers, darauf folgt eine noch dünnere Lage von nichtschiefrigem Hornfels und darüber ein sehr mäch-

¹⁾ Diese Stelle ist ein vortrefflicher Beweis gegen Löwl's Annahme, dass die Grenzfläche eine Verwerfung sei.

tiges System metamorpher „Quarzite“. Diese „quarzitischen“ Gesteine sind ähnlich wie der Tonalit vertical zerklüftet und daher aus der Ferne gar nicht oder doch nur schwer von diesem unterscheidbar. Die Mannigfaltigkeit der permischen Contactgebilde ist sehr gross und wird demnächst von mir in einer Abhandlung über die aus den klastischen Gesteinen der Adamello-Gruppe stammenden Contactgebilde beschrieben werden. Hier nur so viel, dass echte Hornfelse mit zum Theil noch deutlich klastischen Gesteinen wechsellagern und dass auch mikropetrographisch die Grenze gegen das unterlagernde System metamorpher Quarzlagenphyllite äusserst scharf erkennbar ist. Dicht bei den due fratelli geht eine steile Runse in die Höhe, in der mein Freund Dr. Riva bei einem gemeinsamen Besuch des Sees ein Stück hinaufstieg. Er fand bis zu einer Höhe von ungefähr 150 Meter noch immer metamorphes Perm, woraus hervorgeht, dass die Mächtigkeit dieser Ablagerung hier erheblich grösser ist als in dem eine halbe Stunde weiter westlich gelegenen Thale der Malga del Coppo d'Arno. Die Gerölle der Runse bestehen, soweit ich mich erinnere, nur aus metamorphen Permgesteinen und Tonalit, so dass anzunehmen ist, dass auch an dieser Stelle das Perm direct vom Tonalit abgeschnitten wird. — Gegen den See hin stellen sich nun allmählich auch unregelmässige Aufschlüsse von Tonalit ein, deren wahre Begrenzung nicht leicht festzustellen ist. Endlich folgen Gesteine vom Habitus des metamorphen Servino¹⁾ und am See-Auslaufe selbst stehen wir auf zusammenhängendem Tonalit. Es wäre falsch, aus diesen Beobachtungen zu schliessen, dass die im Coppothale ziemlich mächtigen Trias-Schichten sich gegen den See hin immer mehr auskeilen. Denn wenige Schritte hinter der auf Tonalit erbauten Casa della Finanza sind schlechte Aufschlüsse von granatreichen, vesuvianführenden Marmorschichten vorhanden. Und unterhalb dieses Punktes, sowie eine ganze Strecke weit gegen die Casa del Pescatore hin wird der unterste Theil des Gehänges von metamorphem Servino zusammengesetzt. Es herrschen dort besonders krystalline Cordieritknotenschiefer und verschiedene Hornfelse, über die an anderer Stelle berichtet werden soll. Erst gegen die Fischerhütte hin verlässt man die Trias und gelangt in echte Perm-Gesteine hinein. Gehen wir aber noch weiter nach Osten, so treffen wir am Ostende des Sees

¹⁾ Z. B. an dem von mir 1891 beschriebenen Aufschlusse. (Neues Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. VII, pag. 472.)

unmittelbar am nördlichen Ufer von neuem Gesteine vom Servino-Habitus. Auch auf der Südseite des Sees wird der östliche Theil des Ufers und die Spitze des mittleren grossen, auf der Karte deutlich erkennbaren Vorsprunges östlich vom Frisozzobach von Trias-Schichten gebildet. Sie bestehen aus metamorphen Kalkbänken, Mergeln und Thonschiefern des Servino, streichen der Tonalitgrenze ungefähr parallel (N 75—80 W) und stehen fast senkrecht. Schöne Gänge von Tonalit durchsetzen die Schichten und beweisen, dass es sich um Primärcontact handelt. Wichtig ist die Beobachtung, dass östlich von dem erwähnten Vorsprung, an einer Stelle, wo dicht neben einander zwei Bäche von dem steilen Gehänge herunterkommen, das Gehänge von Tonalit gebildet wird, unter den von oben stammenden Geröllen aber auch Triasgesteine enthalten sind. Diese müssen also aus einer in den Tonalit eingeschlossenen und nach meinen Aufzeichnungen an Ort und Stelle anscheinend der Grenzlinie parallel ausgedehnten Trias-Scholle stammen, ganz ähnlich, wie wir das in der Valle del Coppo d'Arno gesehen hatten. Die ganze westliche Südseite des Sees wird von Tonalit gebildet.

Auch hier ist das Ergebnis wieder, dass die Schichten der Grenzfläche parallel verlaufen, im Westen unter den Tonalit einfallen, nach Osten hin sich zwar allmählich bis zu verticaler Stellung aufrichten, aber doch aus der Reihenfolge der Schichten erkennen lassen, dass sie sich nicht auf das Eruptivgestein legen, sondern, geologisch gesprochen, unter dieses einschliessen. Die jüngsten Schichten liegen immer an dem Tonalit und sind häufig von Gängen durchsetzt. Die Contactmetamorphose hat oft durch die ganze Mächtigkeit der unteren (vielleicht zum Theil sogar bereits mittleren) Trias und des Perm hindurch noch mächtige Schichten der Quarzlagenphyllite umgewandelt.

Stellen wir nun zum Zwecke des Vergleiches zusammen, was über die geologischen Verhältnisse an der Tonalitgrenze von anderen Punkten bekannt ist.

Auf der ganzen Südost- und Südseite¹⁾ des Adamellogebirges, und zwar in Val Buona, Val Daone, Val Aperta, Val di Caffaro,

¹⁾ Ich beziehe mich hier ausser auf zahlreiche eigene Beobachtungen namentlich auf die Arbeiten von Curioni, Lepsius, Stache, Bittner, Suess und Finkelstein.

am Passe Croce Domini und in der Valle delle Valli richten sich die in grösserer Entfernung vom Tonalit sehr verschieden streichenden und fallenden Schichten des Perm und der Trias bis hinauf zum Esinokalk in grösserer Nähe des Contactes der Grenzlinie ungefähr parallel und fallen mit gegen den Tonalit hin wachsenden Neigungswinkeln unter diesen ein. Aber auch in diesem südlichen Gebiete kennen wir, wesentlich durch Finkelstein's Untersuchungen, Reste von Triasschichten auf den hohen Tonalitkämmen; und durch Reyer¹⁾ wissen wir, dass an der Uza gerade wie in dem hier beschriebenen Thale des Coppo d'Arno ein überaus häufiger Wechsel von Tonalitlagergängen und Triasschichten charakteristisch ist. Wir haben also auch hier offenbar dieselben Verhältnisse wie im Zuge des Monte Colombè.

Von dem südlichen Theile der Westflanke liegen nur sehr wenige Beobachtungen über Schichtstellungen vor. Ich fand am Südgehänge der Val Pallobia, dass die vielfach gefalteten Triasschichten der dort ungefähr nordöstlich verlaufenden Tonalitgrenze ziemlich parallel streichen, aber äusserst steil in Nordwest von ihr abfallen. Doch bin ich noch nicht im Stande, zu beurtheilen, ob das nach aussen gerichtete Fallen eine wirkliche Ausnahme von der Regel darstellt oder einfach als eine locale Ueberkippung aufzufassen ist, mit anderen Worten, ob gegen aussen jüngere oder ältere Schichten folgen. — Den Tredenüs-Circus und den Monte Badile habe ich leider bisher nicht besuchen können; und meine Beobachtungen über die Grenzverhältnisse zwischen Niardo und Astrio sind noch zu unvollständig, als dass ich sie verwerten möchte.

Auf der Ostseite nördlich von der Val Breguzzo und auf der ganzen Nordseite des Presanellagebirges bis zum Tonale fehlen Beobachtungen, welche die Contactmetamorphose berücksichtigen, fast ganz. Nur für die Val S. Valentino liegen Beobachtungen von Lepsius und mir vor. Lepsius fand dort Andalusitkrystalle²⁾ in den krystallinen Schiefen nahe der Grenze und vermuthete deshalb bereits, dass eine Contactmetamorphose vorhanden

¹⁾ Neues Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. I, pag. 419—450.

²⁾ Die Angabe von Staurolithkrystallen beruhte, wie mir Herr Geheimrath Prof. Lepsius freundlichst mittheilt, nur auf einem Versehen.

sein könne. Ich selbst beobachtete auf dem von Villa¹⁾ erst auf der rechten Thalseite emporsteigenden, dann auf das linke Ufer übergehenden Wege die folgenden Verhältnisse. Beim Ausgange stehen phyllitähnliche Glimmerschiefer an, die von dem schönen schon von G. vom Rath erwähnten „Dioritporphyr“-Gang durchsetzt werden. Weiterhin herrschen Biotit- und Muscovit-Glimmerschiefer vor; letztere enthalten oft grosse Granaten. Auch Gneisse mit kleinen Feldspathaugen treten auf. Am meisten scheinen die lichten, und zwar besonders die granatführenden Glimmerschiefer verbreitet zu sein. Die Tonalitgrenze erreicht man kurz vor Malga Coèl der Karte. Dort schiebt sich eine mächtige Zone von vielfach cordierit- und andalusitführenden metamorphen krystallinen Schiefen keilförmig in den Tonalit ein. Denn oben (auf der linken Thalseite) besteht der ganze Berg bereits aus Tonalit und auch auf der unteren Seite steht Tonalit an. Zwischen die beiden Massen aber drängt sich der Schiefer. Er streicht ostnordöstlich und fällt steil nach Nordwesten, also unter den Tonalit ein. Weiter vom Contacte entfernt ist er vielfach gefaltet.

Wir kehren nun zur Westflanke des Adamellogebirges zurück und gehen von dem im ersten Theile dieser Arbeit (pag. 15) beschriebenen Punkte, dem Forcel rosso, in der Val di Fumo nach Norden. Die dreifache metamorphe Trias-Perm-Phyllit-Zone setzt in steiler Schichtstellung über den Kamm zwischen Val di Fumo und Val Adamè und erreicht den Thalboden der letzteren, wie schon Stache angab, bei Lincino. Ueber die Verhältnisse in der Val Adamè geben die folgenden Beobachtungen Aufschluss. An dem Bergvorsprung zwischen Fresine und Valsaviore stehen phyllitische Gesteine mit Ostnordoststreichen und etwa 40° Südfallen an und auch hinter Valsaviore findet man mehrfach Phyllite und Phyllitgneisse, aber mit unbestimmbaren geologischen Richtungen. Schon vor Le Croste aber zeigen zahlreiche bis 4 Centimeter Länge und fast $\frac{1}{2}$ Centimeter Breite erreichende Andalusitkrystalle auf den angewitterten Flächen der Phyllite, dass wir in den Contacthof eingetreten sind. Dabei hat sich das Streichen der Schichten der

¹⁾ Die von G. vom Rath erwähnten orthitführenden Tonalitblöcke sind nicht mehr vorhanden. Sie sind wahrscheinlich als Baumaterial verwertet worden.

Tonalitgrenze parallel gewendet (N40—45W); und ihr Fallen ist unter mittleren Neigungswinkeln nach Nordosten, also unter den Tonalit gerichtet. Die metamorphen Phyllite halten bis zu der kleinen Kapelle „I morti“ an. Dann folgt das Perm, die Trias und bei Lincino der Tonalit. Ich schätze daher den Radius der Contactzone in der Val Adamè auf ungefähr 2500 Meter, gebe aber zu, dass er noch erheblich grösser sein kann.

Steigt man von Lincino aus in der Schlucht auf der rechten Thalseite in die Höhe, so erreicht man bald ungefähr N50 — 60W streichende, senkrecht stehende, beziehungsweise mit 80° nach Südwesten einfallende Marmorbänke der Trias, die wahrscheinlich schon dem Zellendolomite angehören. Zahlreiche schöne Edelweiss kennzeichnen hier wie in der ganzen Adamellogruppe auch floristisch das Auftreten der kalkreichen Trias. Der Marmor hält weit hinauf an. Hinter und über ihm sieht man Tonalit, bis dann dieser an einer Stelle an die Runse herantritt und den Marmor im Streichen abschneidet. Noch weiter oben tritt der Tonalit auch auf die rechte Thalseite und umschliesst an der Stelle, wo ein Vorsprung durch Gabelung der Hauptrunse entsteht, eine Marmorscholle. Ich hielt mich dort links (westlich) hinauf und kam aus der Marmorzone ganz heraus in die älteren Niveaus zurück. In diesen mass ich unterhalb der Passhöhe der Forcella di Boss N60W-Streichen bei saigerer Stellung.¹⁾ Beim Abstieg von der Höhe zur Malga Macesso di sopra traf ich noch einmal die Marmorzone und gelangte dann definitiv in den Tonalit hinein, der von hier aus die ganze obere Val di Salarno zusammensetzt.

Bei Savio im Pogliathal stehen phyllitische Gesteine mit ungefähr Ost- bis Ostnordoststreichen und Südfallen an. In der Val di Salarno wenden sie sich allmählich nach Nordnordwesten, d. h. der Tonalitgrenze parallel und fallen mit mittleren Neigungen nach Ostnordosten, d. h. also wieder unter den Tonalit ein. Sicher metamorphisch beeinflusste andalusitreiche Gesteine sammelte ich bei dem steilen Anstieg zur ersten Thalstufe; doch treten sie wahrscheinlich noch weiter westlich auf. Bei der erwähnten Thalstufe liegen auch vielfach weisse

¹⁾ Die Tonalitgrenze verläuft von dem kleinen Hügel nordöstlich der Passhöhe in WNW, südwestlich von dem Abhang des vom Gipfel 2788 der italienischen Karte nach Westnordwest verlaufenden Kammes.

Marmorstücke herum, die durch Bäche von den Hängen des Monte Marser heruntergebracht sind. Bei der Alpe Macesso di sotto steht bereits metamorphes Perm mit Turmalinpegmatitgängen an; und beim Aufstieg zu der nächst höheren Thalstufe von Macesso di sopra erreicht man den Tonalit, in den die 1891 von mir beschriebenen Schollen von schiefrigem Hornfelsamphibolgneiss und schiefrigem Pyroxenhornfels¹⁾ mit Glaseinschlüssen eingebettet sind. Sie sind sicher bereits zur Trias gehörig. — Wir haben also auch in dem Grenzstücke zwischen Val Adamè und Val Salarno die Erscheinung, dass die Schichten in der Nähe des Tonalitcontactes ihre eigenen Richtungen aufgeben, sich der Contactfläche anschmiegen und dabei je näher dem Contacte, mit umso steilerem Neigungswinkel unter das Eruptivgestein einschliessen.

Viel complicirter sind die Verhältnisse auf dem mächtigen Kamm zwischen Val di Salarno und Val Malga. Die Grenze zwischen der Haupttonalitmasse und den anstossenden Gebilden zieht etwas nördlich von der Cima del Coppo in ungefähr nordwestlicher Richtung über den Kamm weg und unter den Listoni del Miller entlang in's Malgathal hinunter. Westlich von dieser Grenze treten aber noch mehrere grosse Tonalitmassen auf, und auch die Sedimente haben nicht mehr die regelmässige Anordnung in drei concentrische Zonen, wie wir sie bisher immer getroffen hatten. Ich habe den Passo del Coppo und den Passo del Coppetto begangen, kann aber hier nicht meine zahlreichen Einzelbeobachtungen mittheilen, sondern beschränke mich auf die folgenden kurzen Angaben, die eine Vorstellung von der Complication des geologischen Baues der Gegend geben werden. Steht man auf dem 2630 Meter hohen Passo del Coppo, so hat man unter sich Tonalit, östlich gegen die Cima del Coppo metamorphe Phyllite, Perm und anscheinend nur noch Tonalit. Westlich folgen Triasschichten und der mächtige Tonalit des Monte Marser, der seinerseits am Südgehänge verschiedene bedeutende Triasschollen umschliesst. Westlich vom Monte Marser folgen die metamorphen Phyllite des Coppettopasses und auf

¹⁾ Neues Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. VII, pag. 471—472. — Da man anfängt, „Pyroxenit“ nur noch für Eruptivgesteine zu verwenden, so kann man selbstverständlich auch nicht „Hornfelspyroxenit“ sagen.

diese wieder die bedeutende Tonalitmasse des Corno Calcinaro. Dieser Tonalit umschliesst aber auf seinem Nordgehänge westlich von der Malga del Coppo Triasmarmorschollen, die dem Berg seinen Namen verschafft haben. Auch beim Abstieg von der Malga del Coppo zur Malga Frino im Malgathal erkennt man, dass der Tonalit wenigstens einen bedeutenden keilförmigen Vorsprung in die metamorphen Quarzlagenphyllite entsendet, auch Perm und Trias gegen unten ganz abschneidet. Es findet also hier ein starker Niveauwechsel der Contactschichten statt, ohne dass man diese Erscheinung auf nach der „mise en place“ des Tonalites erfolgte Dislocationen schieben könnte. Es scheint vielmehr, dass all die geschilderten Unregelmässigkeiten bei der Intrusion und durch sie entstanden sind. Eine directe Beziehung zwischen den Schichtstellungen und dem Verlaufe der Grenzen der einzelnen Tonalitmassen habe ich hier nicht nachweisen können.

Ueberschreiten wir nun die Val Malga, so finden wir, dass die Tonalitgrenze, nachdem sie den Thalboden zwischen Malga Premassone und Malga Frino passirt hat, nördlich davon an dem unbenannten Berge 2651 Meter der italienischen Karte mit unregelmässig zackiger Grenze emporsteigt. Zwischen der Forcella di Durello aber und der aus Tonalit bestehenden Roccia Baitone (3337) der italienischen Karte findet ein mehrfacher Wechsel von Tonalit und metamorphen Sedimentmassen statt. Die Forcella di Bombià ist ganz in die letzteren eingeschnitten, und das Corno delle Granate verdankt seinen Namen den in den metamorphen Gesteinen auftretenden schönen braunrothen Granaten. Von den Schichtgebilden sind auch hier sowohl die Phyllite wie das Perm und die Trias vertreten; doch nehmen die ersteren, soweit meine Beobachtungen reichen, den grössten Flächenraum ein. Von der Trias steht es bisher nicht fest, ob nur der Servino selbst oder auch höhere Niveaus vorhanden sind. Der Tonalit springt spornartig nach Westen in die Sedimentgebilde vor, während diese in unregelmässig begrenzten Partien in das Eruptivgestein eindringen. Dieselben Unregelmässigkeiten in dem geologischen Bau beobachtet man auch auf dem von der Malga Premassone zu den Seen des Baitonebeckens führenden Wege. — Auch für dies Gebiet gelang es mir nicht, irgend eine regelmässige Beziehung zwischen dem Verlaufe

der Tonalitgrenze und den Schichtflächen der Sedimentärgebilde nachzuweisen.

Sowohl beim Abstieg von der Forcella di Bombià zur Malga Bombià wie bei der Begehung der Val Gallinera erkennt man¹⁾, dass der Tonalit der Roccia Baitone nach Westen in einen kolossalen Sporn vorspringt und die Corni di Bombià ganz zusammensetzt. Da aber auf der Nordseite dieses westsüdwestlich verlaufenden steilen Kammes, wie im ersten Theile dieser Arbeit ausführlich beschrieben wurde, eine Doppelzone von Schichtgesteinen vom Ausgange der Val Rabbia oberhalb Rino über den Passo Gallinera hinweg bis in's Aviothal durchstreicht, so haben wir hier die Nordgrenze der eigentlichen Adamellomasse vor uns. Auch diese Nordgrenze aber wird, wie wir schon sahen, von Gesteinen des Perm und der Trias gebildet, die der Contactfläche parallel streichen und anscheinend auf ihr liegen. Wie weit die metamorphe Zone des Passo Gallinera unter den Gletschern des Adamellomassivs nach Osten verfolgbar sein wird, ob sie sich überhaupt auskeilt und in welcher Weise alsdann der nördliche Tonalitzug des Monte Aviolo mit der südlichen Tonalitmasse des Adamello verschmolzen ist, das sind bisher unge löste Fragen.²⁾

Der nördlich von der Gallinerazone folgende Tonalitzug des Monte Aviolo wird auf der Süd-, West- und Nordwestseite meist von metamorphen Quarzlagenphylliten begleitet. Doch wurde bereits auf pag. 6 dieser Arbeit ausführlich mitgetheilt, dass ein Zug von metamorphen Gesteinen des Perm oder der untersten Trias aus der Foppa oberhalb Edolo bis in die Val Finale verfolgt wurde, sich aber wahrscheinlich noch etwas weiter nach Osten erstrecken wird. Nach aussen folgen, geologisch gesprochen unter ihm, stark gefaltete und metamorphosirte phyllitische Gesteine, die sehr steil stehen oder nach Norden fallen. In diesem Gebiete biegt die Tonalitgrenze des Monte Aviolo allmählich aus der Südost—Nordwest-Richtung in

¹⁾ Die Gesteinsgrenze ist schon aus der Ferne sehr deutlich an dem Farbenunterschied erkennbar. Man vergl. Taf. XXIX d. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1890.

²⁾ Vielleicht bezieht sich eine Beobachtung von Payer (Die centralen Ortleralpen, Ergänzungsheft 31 von Petermann's Mittheil., 1872, pag. 25) auf eine Fortsetzung unserer Zone an der Cima del Cigolon (Crozzon del Zigolon bei Payer). Doch kann es sich möglicher Weise auch um Eruptivgänge handeln.

Nord—Süd- und schliesslich Westsüdwest—Ostnordost-Richtung um. Das Streichen folgt ihr, von einigen localen Unregelmässigkeiten abgesehen, ganz deutlich; und das Fallen ist in der Nähe des Contactes stets unter den Tonalit gerichtet, während es in einiger Entfernung sich von ihm wendet.

In der weiter östlich gelegenen Val Aviolo (Val Paghera ¹⁾ der Karten) suchte ich beim Abstieg von der hoch oben im Tonalit gelegenen Malga Levedole ²⁾ nach Vezza auf der rechten Thalseite vergeblich nach Aufschlüssen von Permgesteinen. Doch schliesst dies negative Resultat ihr Vorhandensein natürlich nicht absolut aus.

Ueber Val d'Avio wurden schon in der Einleitung ausführliche Beobachtungen mitgetheilt. Das Streichen der Schichten ist dort der Tonalitgrenze ungefähr parallel, ihr Fallen aber so steil, dass man zwar erkennt, dass sie nach aussen abfallen, aber nicht wissen kann, ob das nicht auf einer localen Ueberkippung beruht. Auch dort konnte ich bisher unter den metamorphen Gebilden keine Perm- oder Triasgesteine nachweisen.

In der Val Narcane, die von Ponte di Legno unmittelbar neben dem Tonalepasse, nach Südost in die Adamellogruppe hineinzieht, stehen mächtig entwickelte, vielfach an kohlgiger Substanz reiche Phyllite an. Sie streichen ungefähr Ostnordost und fallen nach Nordwest ein. Gegen den Tonalit hin gehen sie, wie ich bereits 1891 beschrieb, in cordieritreiche Hornfelse über. Permisch-triadische Schichten sind mir bisher aus der Val Narcane nicht sicher bekannt. Die Marmorgerölle, die sich im Narcanello, dem Flusse des Thales, nicht weit von Ponte di Legno finden, stammen wahrscheinlich vom Tonalepasse selbst, wo mächtige Marmorlager zusammen mit Gneissen, Glimmerschiefern und Quarziten entwickelt und von den südlich anstossenden Phylliten durch die Tonaleverwerfung getrennt sind. ³⁾ Auf dem Tonale selbst stehen südlich von der Strasse und noch nördlich von dem Tonalit metamorphe, wahrscheinlich ursprünglich phyllitische Gesteine an. Sie streichen in Ostnordost-Richtung über

¹⁾ Das unter den Ortsnamen so häufig wiederkehrende „Paghera“ bedeutet Coniferen-Wald.

²⁾ Wahrscheinlich ist ihr dieser Name nur durch ein Versehen auf den Karten beigelegt. Die wahre Malga Levedole liegt in der Val d'Avio.

³⁾ Pag. 23 dieser Arbeit und Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss., Berlin 1896, pag. 1036—1037.

den Pass hinweg und fallen äusserst steil nach Süden, also unter den Tonalit ein.

Schlussfolgerungen.

Wir haben nun alle für die Tektonik des Adamello wichtig erscheinenden Grenzverhältnisse besprochen und die Tonalitgrenze selbst um das ganze Presanella-Adamello-Re di Castellogebirge herum verfolgt. Es sind leider noch klaffende Lücken in unserer Kenntnis auch der wichtigsten Thatsachen vorhanden, aber dennoch reichen die Beobachtungen aus, um ein im Wesentlichen sicher richtiges Bild vom Bau des ganzen Massivs zu gewinnen. Im Süden, wo der Tonalit nicht zu so gewaltigen Höhen emporstieg, und wo die erodirenden Kräfte weniger intensiv wirkten als im Norden, sind noch an zahlreichen Stellen Reste der alten ihn einst ganz bedeckenden Sedimentkruste vorhanden. Sie gehören sämtlich der Trias an und sind hochgradig metamorphosirt. Auf der anderen Seite haben wir gesehen, dass auf der ganzen Südost- und Südseite, auf einem grossen Theil der West- und sicher wenigstens kleinen Theilen der Nord- und Ostseite die mit dem Tonalit seitlich in Contact tretenden Schichten mehr oder minder steil unter ihn einfallen. Wir sind zu der Annahme berechtigt, dass diese unter das Eruptivgestein einschliessenden Schichten sich auch unterirdisch mit derselben Neigung weiter erstrecken und demnach wenigstens auf bedeutende Flächenräume hin die Unterlage des Tonalites bilden. Denn wir haben kein Recht anzunehmen, dass die Erosion an so zahlreichen und unter einander so weit entfernten Punkten eines grossen Massivs von sehr verschiedenem Erosionswiderstand genau an demselben tektonischen Horizontalniveau der Grenzfläche Halt gemacht hätte, und dass darunter die geologischen Verhältnisse der an die Contactfläche herantretenden Bildungen wesentlich von den an der Oberfläche aufgeschlossenen verschieden seien. Wir kennen also einen Theil der Unterlage dieser Intrusivmassen und sehen, dass sie nicht wie bei den nordamerikanischen Lakkolithen horizontal ist. Auf der anderen Seite fanden wir eine Reihe von Punkten, an denen die Sedimentärbildungen von dem Tonalit abzufallen scheinen (z. B. Val Pallobia, Passo Gallinera, Val d'Avio). Obwohl es nun nicht sicher ist, ob nicht in einzelnen dieser Fälle locale Ueberkipnungen vorliegen, wie sie an anderen Stellen durch die Reihenfolge der

Schichten wirklich nachgewiesen werden konnten, so steht es doch fest, dass wir a priori in einem bestimmten Horizontalniveau der Tonalitgrenzfläche solche abfallende Schichten haben müssen, wofern unsere, wie wir sahen, wohlbegründete Annahme richtig ist, dass der Tonalit ursprünglich ganz und gar von älteren Schichten bedeckt war. ¹⁾

Endlich fanden wir einzelne Gegenden (Kamm zwischen Val Malga und Val Salarno, Baitonegebiet), in denen es nicht gelungen ist, eine gesetzmässige Beziehung zwischen der Form der Tonalitgrenzfläche und den geologischen Richtungen der angrenzenden Schichtsysteme aufzufinden, wo sich vielmehr Eruptivgestein und Sedimentgebilde chaotisch zu durchdringen scheinen. Würden wir uns bei diesen Betrachtungen einzig und allein auf die Grenzverhältnisse dieser Gegenden stützen, so würden wir unzweifelhaft zu dem Schlusse kommen, dass der Adamellotonalit einen Stock bildet.

Stützen wir uns dagegen allein auf die übrigen Beobachtungen, so müssen wir schliessen, dass der Tonalit entweder einen im Durchschnitt biconvexen linsenförmigen oder planconvexen, die Convexität nach unten kehrenden, umgekehrt kuchen- oder brotlaibähnlichen Körper bildet. Wenn ferner die Grenzfläche dieses Körpers constant oder doch wenigstens im grossen und ganzen constant mit einem stratigraphischen Niveau der ihn einschliessenden Schichten im Contact wäre, so würde ich nach allem, was in dem Abschnitt über Lakkolithen gesagt ist, kein Bedenken tragen, die Adamello-Tonalitmasse als einen Lakkolithen zu bezeichnen. Und ich glaube, dass man mir im allgemeinen trotz seiner nicht ganz vorschriftsmässigen Form beipflichten würde.

Wir müssen aber mit allen Beobachtungen rechnen, auch mit der, dass das Niveau der mit dem Tonalit in Primärcontact tretenden Schichten, wenn auch gewöhnlich nicht rapide, so doch stark wechselt, und zwar von krystallinen Schiefen bis zum Esinokalk (Cornovecchio). Es ergibt sich daraus, dass der Adamellotonalit zwar in vielen Beziehungen mit den echten Lakkolithen verwandt ist, in anderen Zügen aber und besonders in bestimmten Abschnitten

¹⁾ Das gilt nur dann nicht, wenn der Tonalit, was freilich auch noch nicht auszuschliessen ist, horizontale Oberfläche und nach unten gekrümmte Unterfläche gehabt hätte.

seiner Contactfläche mehr zu den Stöcken zu gehören scheint, immer vorausgesetzt natürlich, dass, wie ich gleich beweisen werde, er nicht zu den Batholithen gerechnet werden kann. Da dies nicht der Fall ist, so stellt er ein Uebergangsglied zwischen Lakkolith und Stock dar und kann entweder als Lakkolithstock oder als Stocklakkolith bezeichnet werden.

In Bezug auf die Batholithhypothese müssen wir berücksichtigen, dass die Autoren der Aufschmelzungshypothese für ihre Batholithen zwei wesentliche Kennzeichen haben, 1. die Assimilation der Salbänder, 2. den nach unten gleich gross bleibenden oder sich vergrößernden Querschnitt. Keines dieser Kennzeichen trifft für den Adamellotonalit zu. Sein Querschnitt verringert sich nach unten, da die ihn umlagernden Schichten rings um ihn herum fast überall unter ihn einschliessen. Aber auch eine Assimilation hat höchstens ganz local und im Verhältnis zu der ganzen Gebirgsmasse in unendlich kleinem Massstabe stattgefunden. Die einzigen Beispiele von Einschmelzung, die ich kenne, sind die von mir beschriebenen Einschlüsse von Hornfelsen, z. B. in dem Tonalit des Monte Avio, der durch Aufnahme der randlichen Substanz granatführend geworden ist. Ich will es nun gewiss nicht ausschliessen, dass die Zahl dieser Beispiele noch vermehrt werden kann. Sie kommen aber quantitativ nicht in Betracht. — Die folgende Darlegung ist vielleicht noch beweisender gegen die Hypothese der Assimilation. Das auch in dieser Arbeit von mir stets kurzweg als Tonalit bezeichnete Gestein ist keineswegs überall ein Hornblende und Biotit in ziemlich gleichen Mengen enthaltender, quarzreicher Diorit. Weit verbreitet sind Quarzglimmerdiorite und Quarzhornblendediorite; local kommen wohl auch quarzarme Varietäten vor; und ich verdanke meinem Freunde Dr. Riva sogar mehrere am Cornone (Freronegruppe) gesammelte Stücke, die ausserordentlich reich an einem noch nicht näher untersuchten monoklinen Pyroxen sind, der ausser der prismatischen auch pinakoidale Spaltbarkeit besitzt und somit vermuthlich zum Diallag gehört. Bei dieser grossen Variabilität des Eruptivgesteines ist es nicht wunderbar, dass die einzelnen Varietäten zum Theil bestimmte Verbreitungsbezirke haben; dennoch fand ich z. B. sehr hornblendearme, quarzreiche Varietäten als Randfacies ebensowohl im Contacte mit den sauren Quarzlagenphylliten des Nordens, wie mit basischen Pyroxen- und Amphibolhornfelsen der Westseite. Ich fand glimmer-

arme, hornblendereiche Varietäten in der Val Pallobia im Contact mit dem Muschelkalk, aber auch in centralen, weit von jedem Contact entfernten Theilen des Tonalitgebietes. Es ist hier ebensowenig wie in Norwegen möglich, aus der chemisch-mineralogischen Beschaffenheit des Eruptivgesteines den für die Assimilationshypothese nothwendigen Nachweis zu erbringen, dass eine Einschmelzung kolossaler Quantitäten von azoischen¹⁾ Quarzlagenphylliten, permischen Quarziten, Sandsteinen, Grauwacken, triadischen Mergeln und Kalksteinen stattgefunden habe. Dabei ist die Grenze zwischen dem Tonalit und den mannigfaltigsten Contactgesteinen stets haarscharf. Wenn aber selbst alle diese für mich vollständig beweisenden Gründe nicht vorhanden wären, so würde ich doch immer noch nicht verstehen, wie die Aufschmelzung mächtiger granitischer Magmen eine aus getrennten, auf einer gekrümmten Linie angeordneten und längs dieser in die Länge gestreckten Gliedern bestehende Kette von Granitkernen zu erzeugen vermag, die in einem unleugbaren Connex mit tektonischen Linien steht. Es sei denn, dass man seine Zuflucht auch zu orogenetisch erzeugten Spalten und Brüchen und im Gefolge dieser zu echten Injectionen längs der Discontinuitäten nehmen will. Dann aber haben wir ein Aufsteigen nicht mehr durch Aufschmelzung, sondern durch gemeine, von Druck bewirkte Ortsveränderung. Wir haben also keine Batholithen, sondern injicirte, beziehungsweise intrudirte Massen.

Was das Alter der Tonalitmasse²⁾ betrifft, so geht aus der Metamorphose des Esinokalkes am Passo del Frate hervor, dass sie jünger als dieser, aber nicht, um wie viel sie jünger ist. Da wir indessen wissen, dass der Tonalit nicht die Oberfläche erreichte, sondern unter einer festen Kruste erstarrte und da der Esinokalk am Passo del Frate zum grössten Theil unter den Tonalit einfällt, beziehungsweise mit ihm wechsellagert, so müssen wir annehmen, dass dieser von noch jüngeren Schichten als der Esinokalk bedeckt gewesen sein muss. Leider fehlt uns jeder Masstab zur Berechnung der Dicke der Kruste. Die nordamerikanischen Lakkolithen, die aus Porphyriten bestehen, trugen zum Theil mehrere Tausende von Metern älterer Sedimente auf ihrem Rücken, der norwegische Drammengranit

¹⁾ Oder vielleicht cambrischen! (Vergl. Frech, Karnische Alpen, pag. 194.)

²⁾ Ich bemerke hier ein- für allemal, dass ich der Kürze halber „Alter einer Granitmasse“ für das Alter der „mise en place“ und Verfestigung ihres Magmas sage.

aber ¹⁾ kaum sehr viel mehr als 600 Meter. Das beweist, dass das Korn und die Structur der Lakkolithgesteine nicht bloß von der Tiefe ihres Erstarrungsortes abhängen, sondern wahrscheinlich auch von ihrer Masse und ihrer Temperatur im Momente ²⁾ der Injection. Ich vermüthe auch, dass die Wärmeleitungsfähigkeit und die specifische Wärme der umgebenden festen Gesteine eine grosse Rolle dabei spielen, und dass der Dampfgehalt der Magmen und die Dauer ihrer Injection in Betracht kommen. Wie dem aber auch sei, so werden wir der Kruste, die den Tonalit vollständig granitisch erstarren liess, sicher keine geringere Dicke als der des Drammengranites zuschreiben dürfen und werden mit 600 Meter wahrscheinlich weit hinter der Wirklichkeit zurückbleiben. Eine Dicke von 600 Meter bedeutet aber bereits, dass der Tonalit wenigstens das Alter des Hauptdolomites hätte. Wir gelangen also auf diesem Wege zwar nicht zu einer Bestimmung des Alters, aber immerhin zur Bestimmung einer Maximalgrenze des Alters.

Das schon erwähnte Factum, dass Tonalitgerölle bisher nur aus diluvialen Ablagerungen bekannt sind, gibt eine Minimalgrenze. Suchen wir nun nach weiteren Kriterien, so haben wir zu beachten, dass Gänge von porphyritischen Gesteinen den Tonalit durchsetzen, aber leider ist das Alter der Gänge ebenso unbekannt als das des Tonalites, wenn auch Cozzaglio ³⁾, da er solche Gänge niemals im Hauptdolomit sah, sie für älter als den Hauptdolomit hält. Dem ist aber gegenüber zu stellen, dass in den Gegenden, wo der Hauptdolomit erhalten ist, es zufälligerweise auch in den tieferen Niveaus nur wenig Gänge gibt, so dass dieser negative Beweis nicht ausreicht.

Das Verhältnis der Tonalitmasse zu den tektonischen Linien liefert auch wenig Resultate. An der Judicarienlinie ist der Tonalit sicher durch Druck geschiefert worden. Das beweist aber nur, dass die letzten Bewegungen an dieser wahrscheinlich sehr alten Bruchlinie der Tonalitintrusion folgten; ihre Anlage kann viel älter als diese sein. Die heteropischen Verschiedenheiten einiger mesozoischer Bildungen östlich und westlich der Gardaseelinie hängen wahrscheinlich

¹⁾ Nach Brögger.

²⁾ Selbstverständlich handelt es sich nicht wirklich um einen Moment, sondern um eine längere, vielleicht sehr lange Zeit.

³⁾ Giorn. di Mineralogia, 1894 l. c.

nicht von der Präexistenz des Tonalites, sondern der Judicarienlinie und verwandter tektonischer Elemente ab und liefern somit gleichfalls keinen Anhaltspunkt.

Wir werden nun später sehen, dass bestimmte Beobachtungen in Kärnten es wahrscheinlich machen, dass auch der Adamellotonalit wenigstens jünger als der obere Jura sein dürfte. Aus den Beobachtungen im Adamellogebiet selbst aber folgt nur das bescheidene Resultat, dass seine Intrusion zwischen der Zeit des Hauptdolomites und der Diluvialzeit liegt. Denn man hat absolut kein Recht, wie es bisher gewöhnlich geschah, zu sagen: „Der Tonalit metamorphosirt die Trias; folglich ist er triadisch.“

II. Iffingerkern.

Dass ich im Anschlusse an den Adamello auch den Iffingerkern und einige andere Gebiete kurz bespreche, in denen ich nicht selbst Beobachtungen angestellt habe, hat seinen Grund in der in der Einleitung begründeten Annahme der Syngeneese all der zum periadriatischen Randbogen gehörigen Massen. Hinsichtlich des Iffinger aber kann ich mich um so kürzer fassen, da ich von meinem verehrten Freunde, Herrn Professor Grubenmann in Zürich, höre, dass er eine monographische Beschreibung dieses interessanten Gebietes bereits begonnen hat und in wenigen Jahren veröffentlichen wird. Ich gebe daher nur die für meine Zwecke in Betracht kommenden Angaben wieder und bemerke im voraus, dass ich das massige Gestein mit Grubenmann der Kürze halber als „Tonalit“ bezeichnen werde, obwohl es wahrscheinlich auch in anderen Varietäten ausgebildet ist.

Pichler¹⁾ hob hervor, dass der Phyllit zwischen Aicha und Schabs, also an der Südgrenze der Masse, fast unter rechtem Winkel gegen den Tonalit streicht, beobachtete Gänge von Tonalit im Schiefer und Einschlüsse von Schiefer im Tonalit, zweifelte aber am Vorhandensein einer Contactmetamorphose. Doch sah er, dass der Tonalit im Flaggerthal an der Grenze gegen den Phyllit feinkörnig und meist fest wie „gelöthet“ mit dem Schiefer verbunden ist. Auch bemerkte er, dass der Phyllit dort auf etwa einen halben Fuss Entfernung vom Tonalit dichter wird, splitterigen Bruch annimmt

¹⁾ Beiträge zur Geognosie von Tirol. Neues Jahrb. f. Min., 1871, pag. 256—274.

und von weisslichen Körnchen durchstreut ist. Von einer anderen Stelle endlich wird angegeben, dass er geradezu ein krystallinischkörniges Gestein, kaum noch mit Spuren von Schieferung, also wohl ein Hornfels geworden ist. Aus diesen Angaben Pichler's, eines ausserordentlich glaubwürdigen Beobachters, geht bereits hervor, 1. dass der Brixener Tonalit die Phyllite durchbrochen und 2. vermuthlich Contactwirkungen in ihnen hervorgerufen hat; 3. dass er wenigstens stellenweise in eine besondere, nur durch Primärcontact erklärbare feinkörnige Grenzfacies übergeht und dass 4. an einer Stelle sicheren Primärcontactes die Phyllite nicht der Grenze parallel verlaufen.

Die Arbeit von C. W. C. Fuchs¹⁾ liefert für meinen Zweck nur sehr wenig Resultate. Er nennt das Gestein „Tonalit-Granit“, also genau im Sinne von Brögger „Adamellit“, und erwähnt daraus „scharf abgegrenzte dunkle Partien“, offenbar Reyer'sche Schlierenknödel. Dass der nach seiner Karte auf der Westseite des Larchbühels mächtig entwickelte Pegmatit eine innigere Beziehung zu dem Eruptivgestein hat und geradezu als Grenzfacies des Tonalites anzusehen ist, wurde erst durch Grubenmann nachgewiesen. Ungleich wichtiger sind die Untersuchungen Teller's, der im Auftrage der Wiener geologischen Reichsanstalt das Iffinger- und Rieserfernergebiet geologisch aufnahm. Teller erkannte bereits 1878²⁾, dass die südöstliche Begrenzung des Iffingertonalites keine primäre ist, sondern von der Fortsetzung der Judicarienbruchlinie gebildet wird. Später verfolgte er³⁾ die Tonalitmasse bis über die Brennerstrasse hinweg zu ihrem Ostende und constatirte, dass die Iffingermasse wirklich in continuirlichem Zusammenhange mit der sogenannten Brixener Masse steht. Er entdeckte die Ueberschiebung des nördlich der Tonalitmasse vorgelagerten Gebirges und die Einfaltungen der Diploporen führenden Triaskalke in die Phyllite, beobachtete den durch regelmässige Auflagerung der krystallinen Schiefer auf den Tonalit domförmigen Bau des östlichen Theiles des Kernes und verfolgte den Judicarienbruch bis an sein östliches Ende im Pensersthale. Auf der Nordseite des Tonalites fand er ein als „Tonalitgneiss“ bezeichnetes Gestein, das er für eine Uebergangsbildung zwischen dem Tonalit

¹⁾ Eine geologische Karte der Umgebung von Meran. Neues Jahrb. f. Min., 1875.

²⁾ Verhandl. geol. Reichsanst., Wien, pag. 392—396.

³⁾ Ebenda 1880, pag. 91—98 und 1881, pag. 69—74.

und den umgebenden krystallinen Schiefern hielt. Diese, wie wir sehen werden, irrige Auffassung hatte natürlich zur Folge, dass er die ganze Masse für den krystallinen Schiefern gleichalterig und mit ihnen in syngenetischem Verbande befindlich erklärte.

So war der Grund zu zwei diametral entgegengesetzten Auffassungen gegeben, von denen eine jede scheinbar sichere Beweisgründe zur Verfügung hatte.

Erst Löwl (l. c. 1893, pag. 10—11) brachte die Frage wieder in Fluss. Er beobachtete, dass der auf der Nordseite der Brixener „Granit“-Masse anstehende „Tonalitgneiss“ nicht, wie Teller glaubte, sowohl in den Tonalit wie in die Schiefer übergeht, sondern von beiden scharf geschieden sei. Er führt nach ihm sogar Schiefereinschlüsse und „muss demnach aus einer intrusiven Felsart hervorgegangen sein“. Dennoch hält er den „Tonalitgneiss“ nicht für eine Randbildung des Tonalites, sondern „eher für eine scharf begrenzte tonalitische oder dioritische Schliere, mit deren Förderung die Intrusion des Iffingerkernes begann“. Löwl bestätigt die ältere Wahrnehmung Pichler's vom Auftreten aplitischer „Granitgänge“ in den „quarzitischen Schiefern“ in der Nähe des Tunnels zwischen Aicha und Schabs und hält die „Zusammengehörigkeit dieser Gänge mit dem kaum 30 Meter entfernten Kern“ für zweifellos. Hinsichtlich der Pichler'schen Angabe, dass in jener Gegend die Phyllite fast unter rechtem Winkel am Tonalit absehnitten, sagt er: „Es gewinnt den Anschein — aufgeschlossen ist die Gesteinsgrenze nicht —, dass die quarzitischen Schiefer von dem Granit unter spitzem Winkel abgeschnitten werden.“

Ein weiteres überzeugendes Argument für die eruptive Natur des Iffingerkernes ist der Nachweis zweier grösserer Schieferschollen in dem Eruptivgestein, obwohl ich nicht zugestehen kann, dass der „Fettglanz“ des einen Gesteines ohne Weiteres als diagnostisches Erkennungsmittel von Cordierit verwertet werden kann.¹⁾

Was die Lagerung der Schichtgebilde im Contacte mit dem Tonalit betrifft, so geben Teller und Löwl an, dass sich die Schieferhülle mit Ausnahme des Südostrandes des südwestlichen Theiles, wo Secundär-

¹⁾ Auch die von Suess (l. c. pag. 355, Anm. 13) beobachteten Blöcke von „wachsgehem Hornstein“ dürften, wenn sie wirklich echte Hornsteine sind, kaum etwas mit der Contactmetamorphose zu thun haben.

contact vorliegt, regelmässig über dem Eruptivgestein wölbt, in derselben Weise, wie dies Löwl auch für den nördlichen Theil des Adamello-Gebirges nachgewiesen zu haben glaubte. Doch wurden von Rothpletz¹⁾, dessen „geologischer Querschnitt durch die Ostalpen“ die Brixener Masse bei Mühlbach schneidet, Zweifel darüber ausgesprochen. Er gibt nämlich an, dass der Contact im Meraner Thale auf der Nordseite „eine, wie es scheint, ganz ebene, aber mit etwa 70° nach Norden einfallende Grenzfläche ist. Apophysen und Wirkungen einer Contactmetamorphose gehen von ihr nicht aus; und ich halte es deshalb für wahrscheinlich, dass es eine Verwerfungsspalte sei.“

Vor kurzem wurde von Grubenmann eine genaue petrographisch-geologische Untersuchung des Brixen-Meraner Gebietes begonnen und in einer kurzen vorläufigen Mittheilung Bericht darüber erstattet.²⁾ Das Eruptivgestein wird hier als Tonalit bezeichnet und sein Reichthum an „basischen Concretionen“ hervorgehoben. Im Innern der Masse ist das Gestein nach Grubenmann grobkörnig, während es nach aussen feineres Korn und Schieferung annimmt. Der „Tonalitgneiss“ wird im Gegensatz zu Löwl als Randfacies angesehen; die Pegmatitgänge des Marlinger Berges werden als Tonalitaplite, und zwar als Apophysen der Hauptmasse bezeichnet. Endlich wird hervorgehoben, dass Dynamometamorphose einen nicht unbedeutenden Einfluss auf die jetzige petrographische Ausbildung vieler Gesteine des Gebietes ausgeübt hat.

Auch im Gebiete des Iffinger Tonalites treten gangförmige porphyritische Eruptivgesteine auf. Sie wurden von Pichler, Teller, v. Foullon und Cathrein beschrieben und durchsetzen mehrfach das tonalitische Kerngestein. Indessen dürften auch hier, wie im Adamello-Gebiete³⁾, ältere, vor der Intrusion des Tonalites injicirte, von den jüngeren ihr folgenden Porphyriten zu unterscheiden

¹⁾ Stuttgart 1894, pag. 162 und 217.

²⁾ Sitz.-Ber. d. kais. Akad. d. Wiss., Wien, 23. Jänner 1896. Unter „Tschermak“, pag. 5—6 des Sonderabdruckes.

³⁾ Frech unterscheidet weiter im Osten (Karnische Alpen. Halle 1894, pag. 197) sogar vier verschiedene Eruptionsepochen, nämlich Untersilur (Diorite, Porphyrite), Untercarbon (Diabase, Mandelsteine), Perm (Quarzporphyre), obere Grenze des oberen Muschelkalkes (Raibler Quarzporphyrdecken).

sein. Da indessen auch hier kein Mittel vorliegt, ihr Alter festzustellen, so können sie uns nicht zur Altersbestimmung des Tonalites verhelfen.

Ich würde mich für die Discussion des Iffingerkernes auf diese Angaben beschränken müssen, wenn nicht Herr Professor Grubenmann die Freundlichkeit gehabt hätte, mir noch einige wichtige, bisher noch nicht von ihm publicirte Beobachtungen brieflich¹⁾ mitzutheilen, wofür ich ihm auch an dieser Stelle bestens danke. Ich reproducire mit seiner Erlaubnis seine eigenen Worte: „Ich halte den Tonalit für spät triadisch, die Schieferhülle für paläozoisch-triadisch, jedenfalls für älter als den Tonalit. . . . Es ist mir auch gelungen, in der Schieferhülle Contacterscheinungen nachzuweisen, z. B. andalusit- und cordieritführende, gneissige und phyllitische Gesteine, die zum Theil mit ihrer inneren, zum Theil mit der äusseren Contactzone am Monte Aviole übereinstimmen. Dagegen halte ich dafür, dass nach der Eruption, über Tonalit und Schieferhülle gemeinsam noch weitere tektonische Veränderungen ergangen sind, die dazu führten, einen Theil der Contactwirkungen durch Dynamometamorphose zu verwischen oder gar zu verdrängen.“

Das ist der heutige, noch nicht sehr befriedigende Stand unserer Kenntnisse über den Iffingerkern. Immerhin gehen daraus die folgenden Thatsachen hervor: 1. Das tonalitische massige Gestein des Iffingerkernes ist jünger als die es umgebenden Schiefergesteine. 2. Es ist eine intrusive, unterirdisch erstarrte Masse; denn sie entsendet Gänge nicht nur in das Liegende, sondern auch in das Hangende und umschliesst Einschlüsse aus allen beiden. 3. Das Eruptivgestein hat die umgebenden Schichtgesteine metamorphosirt. 4. Es ist bestimmt älter als die letzten Bewegungen an der Judicarienlinie. 5. Der sogenannte „Tonalitgneiss“ ist eine Grenzfacies des Tonalites.

¹⁾ Am 2. April 1896. — Mittlerweile sind Grubenmann's Resultate in zwei, leider im Texte nicht mehr verwerthbaren Arbeiten publicirt worden: „Ueber den Tonalitkern des Iffinger bei Meran.“ (Südtirol.) Vierteljahrsschrift Naturf. Ges. Zürich 1896 und „Ueber einige Ganggesteine aus der Gefolgschaft der Tonalite“, diese Zeitschr., XVI, pag. 185.

Ungleich schwieriger ist zu bestimmen, ob die Iffingertonalitmasse ein Batholith, ein Stock oder ein Lakkolith ist und welches Alter sie hat. Die Unterlage des Tonalites ist nicht bekannt. Sie könnte fehlen, kann aber auch vorhanden sein. Das Factum, dass die Tonalitaplitgänge des Larchbühels nicht basischer sind, obgleich sie in unmittelbarer Nachbarschaft von Marmorlagern auftreten, spricht gegen eine Assimilation der Salbänder. Was aber in dieser Beziehung ebenso wie in der Altersfrage für mich entscheidend ist, das ist die Zugehörigkeit unserer Masse zu dem periadriatischen Randbogen. Läge sie ganz isolirt in den Alpen und liesse sie keine Beziehungen zu anderen verwandten Massen erkennen, so würde ich mir kein Urtheil darüber erlauben. So aber führen mich die in der Einleitung dieser Arbeit besprochenen Thatsachen in der That zur Annahme des syngenetischen Verbandes mit dem Adamellotonalit, also zur Annahme eines höchstens obertriadischen, wahrscheinlich noch geringeren Alters, sowie zur Ausschliessung der Batholith-Hypothese. Nur über die Frage, ob der Iffingerkern ein echter Lakkolith ist oder ein Stock oder ebenso wie der Adamellokern eine Uebergangsform zwischen beiden, darüber ist keine Entscheidung möglich, bevor nicht zahlreichere Beobachtungen über die Stellung und Richtung der den Tonalit umgebenden Schichtgebilde bekannt sein werden.

III. Rieserfernergruppe.

Nordöstlich vom Ostende der Iffinger Centralmasse, und zwar unmittelbar östlich von Taufers im Ahrenthale erhebt sich die dritte grosse Tonalitmasse des periadriatischen Randbogens, die zuerst von Teller gründlich untersuchte und vortrefflich beschriebene Antholzer- oder Rieserferner-Masse. Sie reicht im Osten in das Defereggenthal hinein bis zum Kleinitzbache. Teller¹⁾ stellte fest, dass der Tonalit domförmig in den Schiefen und Gneissen steckt und von ihnen regelmässig überwölbt wird und glaubte wahrzunehmen, dass er mit ihnen nicht nur durch Wechsellagerung, sondern auch durch Uebergänge verbunden sei. Von dem südlicher gelegenen Zinsnockkern, einer isolirten, gleichfalls in Ost-West-Richtung in die Länge gezogenen Quarzglimmerdiorit- und Pegmatit-Masse, constatirte er im Gegensatz zu einer älteren Angabe von Löwl, dass sie in einem

¹⁾ Verhandl. d. geol. Reichsanst., Wien 1882, pag. 342—346.

höheren Niveau als die Hauptmasse enthalten und von dieser unabhängig ist. Auf Grund scheinbarer Uebergänge zwischen den Eruptivgesteinen und den krystallinen Schiefen nahm er auch für diese Gebirgsgruppe Gleichalterigkeit und Syngenesese zwischen Tonalit und Schiefer an.

Löwl¹⁾ untersuchte das Rieserfernergebiet sehr eingehend und bewies, dass das Tonalitgestein Gänge in die Schiefer entsendet. Ein echter Tonalitgneiss ist nach Löwl's und Becke's²⁾ Angaben nicht vorhanden, wohl aber zwei chemisch saurere von Becke als „Randtonalit“ und „Randgranitit“ bezeichnete Grenzfacies. Die Masse wird von krystallinen Schiefen umgeben, die sich auch nach Löwl regelmässig auf sie auflagen und sie auf der Südseite des westlichen Theiles und östlich im Defereggenthale noch deutlich überlagern. Der Zinsnockkern ist den Schiefen concordant eingelagert und besteht in seiner unteren Masse aus Pegmatit, in der oberen aus Quarzglimmerdiorit. Der theoretisch supponirten Unterlage des Hauptkernes werden einzelne Einschlüsse von Gneissen im Tonalite zugeschrieben.

Die Eruptivgesteine haben nach Becke eine deutliche, wenn auch nicht sehr intensive Contactmetamorphose in den Schichtgesteinen hervorgebracht.³⁾ Lagergänge sind in der Umrandung der Hauptmasse häufig.

Die beschriebenen Beobachtungen führen zu dem Schlusse, dass die Kerne der Rieserfernergruppe echte regelmässig gebaute Lakkolithen sind. Aber die zweite Annahme Löwl's, dass die regelmässige Kuppelform der Schiefer ein der ersten Faltung der krystallinen Schiefer vorhergehendes Alter der Intrusion beweise, ist schon von Becke bezweifelt worden und scheint mir nach den Ausführungen im ersten Theile dieser Arbeit hinfällig zu sein. — Dass der Zinsnockkern kein Batholith sein kann, ist klar, da wir

¹⁾ 1893, Petermann's Mittheil., l. c.

²⁾ Tschermak's Mittheilungen, XIII, 1893, pag. 379—432 und 433—464.

³⁾ Sehr wichtig scheint mir Becke's Beobachtung, dass ein röthlich-grauer Schuppengneiss des Staller Sattels sich als ursprünglich klastisch zu erkennen gibt. Obwohl die Zahl solcher Beobachtungen sich mehrt (vergl. Novarese, Boll. Com. geol., 1895, pag. 6 des Sonderabdruckes) und voraussichtlich ja noch weiter mehren wird, so möchte ich doch in diesem speciellen Falle den Zweifel aussprechen, ob die Staller Gesteine nicht eher eine metamorphe Einfaltung jüngerer klastischer Bildungen als „Gneissphyllite“ sein könnten.

seine Unterlage kennen; aber auch für die Hauptmassen der Rieserferner folgt aus ihrer Syngenese mit dem Adamello, dass sie keine Aufschmelzungsmassen sein können. Auch dem Alter nach gilt das für den Adamello Gesagte.

IV. Gänge des Iselthales.

Löw l und Becke wiesen nach, dass die schon von Stur, Teller und v. Foul lon beschriebenen Gänge, die sich im Streichen des langgestreckten Ostendes des Rieserfernerkernes bei St. Johann im Walde im Iselthal finden, echte Tonalite sind und ohne Zweifel eine (möglicherweise auch unterirdisch im Zusammenhange befindliche) Fortsetzung der Rieserferner-Tonalite darstellen.

V. Polinikgänge.

Aber auch noch viel weiter nach Osten, in Kärnten, an dem in der Luftlinie über 30 Kilometer von St. Johann im Walde entfernten Polinik und bei Zwickenberg oberhalb Oberdrauburg, in der Kreuzeckgruppe zwischen Drau- und Möllthal, treten, nach Berwerth's Untersuchungen¹⁾, Gänge und Lagergänge von Porphyriten auf, wie sie von Becke in der Rieserfernergruppe als „Tonalitporphyrite“²⁾ bezeichnet und als ein porphyrisch erstarrtes Aequivalent des Tonalitmagmas erkannt wurden. Es ist daher gewiss ganz gerechtfertigt, wenn Becke³⁾ in diesen Gängen Ausläufer der hier als periadriatischer Randbogen bezeichneten Kette von Tonalitmassen vermuthet.

Aber auch hier sind wir noch nicht an ihrem Ende, sondern haben nur den vermittelnden Uebergang zu den am weitesten nach Osten gelegenen granitisch-körnigen und porphyrischen Intrusiv-

¹⁾ Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss., Wien 1895, 14. Februar, pag. 2 des Separatdruckes. Unter Becke.

²⁾ Grubenmann schlägt in seiner soeben citirten Arbeit vor, den Namen „Tonalitporphyrit“ nur auf den von Pichler als „Töllit“ bezeichneten Typus anzuwenden. Doch ist das für meine geologischen Betrachtungen hier ohne Bedeutung; da Grubenmann, wie er mir persönlich mittheilte, auch die Beckeschen „Tonalitporphyrite“ für ein geologisches Aequivalent der grossen tonalitischen Massen hält.

³⁾ Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss., Wien 1895, 14. Februar, pag. 2 des Separatdruckes. Unter Becke.

gesteinen von Eisenkappel-Schwarzenbach, Prävali und dem Bachergebirge.

VI. Granitische Gesteine von Eisenkappel und Schwarzenbach.

Der schmale, über 30 Kilometer lange Eruptivgesteinszug von Eisenkappel und Schwarzenbach im südöstlichen Kärnten ist seiner Lage und Zusammensetzung nach schon im Jahre 1868 von Ed. Suess vortrefflich beschrieben worden.¹⁾ Suess beging das von Eisenkappel²⁾ nach Südsüdwesten verlaufende und ein ausgezeichnetes Querprofil durch die Schichtserie und die Eruptivmassen bildende Vellachthal und verfolgte diese letzteren in östlicher Richtung durch das obere Missthal über Koprein nach Schwarzenbach. Suess unterscheidet mehrere parallele, ungefähr ostwestlich streichende, lange Züge von Eruptivgesteinen, und zwar von Norden nach Süden erst „Granitit“, dann dunkleren hornblendereicheren „Syenit, von dioritischem Aussehen, da und dort von Gängen oder kleineren Lagern von einem lichten Syenit durchzogen; stellenweise ist es ganz dichter Hornblendefels“. Dann folgt ein von Hochstetter untersuchter „Syenitporphyr von lichter Farbe“, von neuem wenig mächtiger Granitit und zum Schlusse eine gleichfalls wenig mächtige Masse eines „dunklen dioritähnlichen Syenites“. Weiter östlich aber schaltet sich dem südlich von diesen Eruptivmassen folgenden „Casannaschiefer“ noch eine „Tonalitgneissmasse“ ein, die gleichfalls ein den übrigen Massen paralleles Streichen hat und sich von dem „Tonalit, wie es scheint, nur durch eine Anlage zur Parallelstructur unterscheidet“. Mitten durch den nördlichsten Granititzug soll eine Lage von röthlichem Schiefer und schiefrigem Kalk streichen. Weiter im Osten treten „grosse eckige Scherben des Casannaschiefers“ als Einschlüsse im Granit auf. Die Schichtgesteine, welche mit den Eruptivmassen in Contact treten, sind im Norden „dunkelgrüner Schiefer mit zahlreichen Talkscluppen“, im Süden die Casannaschiefer. An der Südgrenze des nördlichen Eruptivzuges im Vellachthal ist zwar der unmittelbare Contact nicht aufgeschlossen; doch folgen gleich darauf „Thonschiefer“, die westnordwestlich streichen und südsüdwestlich fallen, also anscheinend regelmässig auf dem

¹⁾ Ueber die Aequivalente des Rothliegenden in den Südalpen. Sitzungsber. d. Wiener Akad. d. Wiss., 1868, pag. 260—264 und pag. 805.

²⁾ Früher gewöhnlich „Kappel“ genannt.

Eruptivgestein aufliegen. Auch sonst scheint wenigstens das Streichen der Schichtgebilde dem Streichen der Eruptivzüge parallel zu sein.

Von der späteren Literatur will ich hier nur die letzte, aber wichtigste Arbeit besprechen, nämlich einen kurzen, vorläufigen Bericht von H. Graber.¹⁾ Dieser unterscheidet älteren, durch Gebirgsdruck flaserigen und deshalb als „Tonalitgneiss“ bezeichneten Tonalit und jüngeren Hornblendegranit. Letzterer ist „intrusiv in einem sedimentären Schiefergestein unbestimmten Alters, das auf der Karte als Gneiss ausgeschieden ist“. Auch er beobachtet Einschlüsse des Schiefers im Granit, ausserdem aber Contactmetamorphose des ersteren. Unter den Contactgesteinen werden „Andalusitschieferhornfelse“ und „Cordierithornfelse“ aufgeführt. Der grobkörnige Hornblendegranit bildet eine porphyrische Randfacies. Ueber die Tektonik der Intrusivmassen und der sie umgebenden Schichtgesteine wird bisher nur angegeben, dass der Granit im Norden an grüne Schiefer stösst, ohne dass sich Contactphänomene beobachten liessen, und auch zwischen dem gneissartig struirten Tonalit und auf der einen Seite den Schiefen, auf der anderen der Trias wurde kein Intrusivcontact beobachtet. Danach würde also nur der Contact zwischen Granit und den krystallinen Schiefen (Casannaschiefern Suess) als primär aufzufassen sein.

Die angeführten Beobachtungen ergeben vor allen Dingen, dass die Zahl der Störungen des Gebirges viel grösser ist als im Westen und dass man daher ohne nähere Untersuchungen, wie sie jetzt von Graber versprochen werden, aus dem parallelen Streichen der Eruptivgesteine und Schiefer noch nicht den Schluss ziehen darf, dass es sich um Lakkolithen handelt. Denn in stark gequetschten Gebieten haben die Streichrichtungen discordanter Gebilde stets eine Tendenz, sich normal zur Druckrichtung, also unter einander möglichst parallel anzuordnen. Immerhin dürften die geringe Breite der Eruptivmassen und die scharfe Abgrenzung der von Suess beobachteten „Casannaschiefer“-Einschlüsse es ausschliessen, dass Batholithen vorliegen. Auch Vulcannarben sind wohl ausgeschlossen, da wir keine auf unsere Eruptivgesteine beziehbaren Laven oder Tuffe kennen. Ob es aber Stöcke oder Lakkolithen, beziehungsweise Mittelglieder zwischen diesen sind, das ist noch zu unter-

¹⁾ Verhandl. d. geol. Reichsanst., 1896, 18. Februar.

suchen und kann auch nicht durch die Zugehörigkeit unserer Massen zu dem periadriatischen Randbogen nachgewiesen werden. Für ihre Altersbestimmung liegen keine direct verwertbaren Daten vor, wenn wir davon absehen, dass sie natürlich jünger als die von ihnen umschlossenen und metamorphosirten krystallinen Schiefer sein müssen. Doch werden wir sie sicherlich derselben Periode zuschreiben wie all die übrigen Glieder unseres Randbogens.

VII. Gänge von Prävali.

Etwa 8—9 Kilometer nördlich von dem beschriebenen Intrusivzuge, in der weiteren Umgebung von Prävali an der Mies, wurden von Teller¹⁾ zahlreiche zum Theil schon von Rosthorn als „graue Porphyre“ erwähnte Porphyritgänge aufgefunden, die einen „Complex von Phylliten und Phyllitgneissen mit Lagern von Pegmatit und Bänderkalk durchsetzen“ und „bis in die Gesteine der mittleren Trias — den sogenannten erzführenden Kalk — hinaufreichen“. Sie bilden „geologisch wie petrographisch ein genaues Analogon zu den vor kurzem aus Tirol beschriebenen porphyritischen Eruptivgebilden, speciell zu den durch ihre reiche accessorische Granatführung auffälligen Quarzglimmerporphyriten des Iselthales und benachbarter Gebiete“. In einer später erschienenen Mittheilung²⁾ gibt Teller an, dass diese Eruptivgesteine die Kalke und Dolomite der oberen Trias und an einer Stelle sogar oberjurassische Aptychenschiefer durchbrochen haben. H. v. Foullon³⁾, dem wir auch die erste petrographische Beschreibung der von Teller zum Vergleiche herangezogenen Porphyrite verdanken⁴⁾, hebt gleichfalls hervor, dass die Vorkommnisse von Prävali den Gesteinen von Oblasser im Iselthale äusserst ähnlich sind, von denen wir jetzt durch Löwl und Becke wissen, dass sie echte, nur in der Nähe der Salbänder porphyrisch erstarrte Tonalitgänge sind. Immerhin scheint der porphyrische Charakter der Kärntner Vorkommnisse deutlicher ausgesprochen zu sein als der der Tiroler Gesteine. H. v. Foullon unterscheidet unter den ersteren zwei verschiedene Typen. Ein chemisch untersuchtes Gestein von der Wolfsgrube enthält (mit etwa 60% Kiesel-

¹⁾ Verhandl. d. geol. Reichsanst., Wien 1889, pag. 5.

²⁾ Ebenda, 1893, pag. 183.

³⁾ Ebenda, 1889, pag. 90—96.

⁴⁾ Jahrb. d. geol. Reichsanst., Wien 1886, pag. 747—777.

säure) in einer holokrystallinen Grundmasse grosse porphyrische Krystalle von Quarz, Plagioklas, Hornblende und Biotit. Die Gesteine des Lieschagrabens bei Prävali haben einen etwas verschiedenen Habitus und scheinen hornblendefrei zu sein. Aber wahrscheinlich gehören alle diese Gänge zu dem von Becke wegen seiner geologischen Beziehung zum Tonalit „Tonalitporphyrit“ genannten Gestein. Ich möchte an dieser Stelle darauf aufmerksam machen, dass auch der von mir im Jahre 1890¹⁾ beschriebene granatführende Quarz-Glimmerporphyrit vom Monte Colmo (Aviologebiet in der Adamellogruppe) ein typisches Glied derselben Gesteinsgruppe ist, und dass die Porphyrite dieser Gruppe nicht nur im Bereiche der Rieserfernerkerne, sondern auch in der Adamellogruppe bisher niemals gangförmig im Tonalit selbst, auch nicht in grösserer Entfernung von der Centralmasse, sondern nur in deren directer Umgebung auftreten. Das aber ist ein schwerwiegender Beweis für die Anschauung, dass diese Tonalitporphyrite nur porphyrisch in engen Spalten erstarrtes Tonalitmagma sind.

VIII. Bachergebirge.

Gehen wir noch etwas weiter nach Osten, und zwar über den Misslingbach hinweg, so erreichen wir das bereits in Steiermark, nicht mehr weit von der ungarischen Grenze entfernt gelegene Bachergebirge, das östlichste zu unserem Randbogen gehörige Eruptivgebiet. Dies besitzt bereits ein ungefähr ost-südöstliches Streichen und beginnt also den Bogen im Sinne des dinarischen Streichens zu wenden. Seine geologische Geschichte ist äusserst complicirt. Nach den älteren Untersuchungen von Anker²⁾, A. v. Morlot³⁾, Lipold⁴⁾, Rolle⁵⁾, v. Zollikofer⁶⁾ und Stur⁷⁾ schien fest-

¹⁾ Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., pag. 548. Vergl. auch Riva, Mem. Ist. Lomb., 1896, Vol. XVII, pag. 209 ff.

²⁾ Kurze Darstellung der mineral.-geogn. Gebirgsverhältnisse der Steiermark. Graz 1835, pag. 30—41.

³⁾ Zweiter Ber. d. geogn.-montan. Vereins f. Steiermark, Graz 1853.

⁴⁾ Jahrb. d. geol. Reichsanst., Wien 1856.

⁵⁾ Ebenda 1857. Es existirt auch eine besondere geologische Beschreibung Rolle's der Gegend von Windischgrätz, von der mir nur die bei Teller citirten Theile zugänglich waren.

⁶⁾ Ebenda 1859.

⁷⁾ Geologie der Steiermark, 1871. — Die im Programm des k. k. Staatsgymnasiums in Marburg (1881 und 1882) erschienene Arbeit „Das Bachergebirge“

zustehen, dass die ganze Axe des Bachergebirges von einem echten Granit gebildet sei und im Nordwesten von Thonschiefern oder Phylliten, längs der ganzen übrigen Umrandung aber nur von krystallinen Schiefern begrenzt werde. Hinsichtlich der Lagerung der Schichtgebilde nahm Rolle an, dass sie den Granit regelmässig kuppelförmig umgeben, während v. Morlot und v. Zollikofer ein Einfallen der Schiefer gegen den Granit beobachtet zu haben glaubten. Dabei hob schon Rolle hervor, dass in dem westlichen Theile des Bachergebirges das Korn des Granites sehr fein sei und dass das Gestein dort eine Annäherung zur Porphyristructur zeige. In der von Teller citirten späteren Abhandlung (vergl. Fussnote 5 der vorhergehenden Seite) erklärte er den Granit bereits für ein jüngeres Durchbruchsgestein, da er in dem westlichen Theile vielfach Apophysen von ihm in dem Thonschiefer zu beobachten glaubte.

Neuerdings sind nun durch Arbeiten von Teller¹⁾, Dölter²⁾, Eigel³⁾, Pontoni⁴⁾, Ippen⁵⁾ und Dreger⁶⁾ viele neue Thatsachen beobachtet und strittige Fragen discutirt worden. Teller und Dreger unterscheiden im Bachergebirge zwei in ihrer Tektonik wesentlich verschiedene Theile, nämlich eine östliche Region und eine westliche in der Velka Kappa gipfelnde. Der östliche Theil besteht, wie jetzt von allen Seiten anerkannt wird, aus einer intrusiven granitischen Felsart, die allerdings stellenweise eine Art Flaserung erkennen lässt und dadurch gneissartig erscheint. Der westliche Theil

von Franz Horák ist im wesentlichen eine Compilation, enthält aber einige neue Fundortsangaben.

¹⁾ Verhandl. d. geol. Reichsanstalt, Wien 1893, pag. 169—183 und 1894, pag. 241—246.

²⁾ Zur Geologie des Bachergebirges, Graz 1893—1894. Mittheil. d. naturw. Vereins für Steiermark, Jahrgang 1893. — Ueber den Granit des Bachergebirges. Ebenda, Jahrgang 1894.

³⁾ Ueber Granulite, Gneisse, Glimmerschiefer und Phyllite des Bachergebirges. Graz. Ebenda 1894. — Ueber Porphyrite des Bachergebirges. Ebenda 1894.

⁴⁾ Ueber die mineralogische und chemische Zusammensetzung einiger Granite und Porphyrite des Bachergebirges. Tschermak's Mittheil., Bd. XIV, 1895, pag. 360 bis pag. 374.

⁵⁾ Zur Kenntniss der Eklogite und Amphibolgesteine des Bachergebirges. Mittheilungen d. naturw. Vereins f. Steiermark, Jahrg. 1892, Graz 1893. — Zur Kenntniss einiger archaischer Gesteine des Bachergebirges. Ebenda, Jahrg. 1893, Graz 1894, pag. 174.

⁶⁾ Verhandl. d. geol. Reichsanstalt, Wien 1894, pag. 247—250.

besteht nach Teller und Dreger aus krystallinen Schiefen, die von einer erstaunlich grossen Zahl von mächtigen Quarzglimmerporphyritgängen¹⁾ und weniger mächtigen Hornblendeporphyritgängen²⁾ durchsetzt werden. Die ersteren sollen den Typus der Tonalitporphyrite von Prävali tragen, denen ein wenigstens oberjurassisches Alter zukommt. Die Grazer Geologen sehen in diesen Gängen Apophysen der östlicheren Granitmasse, während Teller und Dreger sie für unabhängig von dem Granit zu halten geneigt sind, aber umgekehrt wieder von einer anderen Stelle Apophysen des Granites beschreiben, die von den Grazer Geologen nicht als solche anerkannt werden. In Bezug auf diese letztere Erscheinung habe ich kein Urtheil. In Bezug auf die erstere Frage aber scheint es mir äusserst unwahrscheinlich zu sein, dass so mächtige Gangbildungen von petrographisch und chemisch so ähnlichem Charakter ganz unabhängig von dem unmittelbar benachbarten und im Streichen des Gebirges auf sie folgenden Granit sein sollen, um so mehr, als ja jetzt beide Parteien darüber einig sind, dass dieser letztere wirklich intrusiv und jünger als die ihn umlagernden Schiefer ist. Auch der Umstand, dass Teller und Dreger die porphyrischen Gesteine als Quarzglimmerporphyrite bezeichnen, während die Grazer Geologen sie Granitporphyr³⁾ nennen, scheint sich mir daraus zu erklären, dass sowohl der „Granit“ wie die Ganggesteine Orthoklas-Plagioklas-Gesteine, im Brögger'schen Sinne also „Adamellite“, beziehungsweise porphyrische „Adamellite“ mit holokrystalliner und wohl auch vielfach makroskopisch körniger Grundmasse sind. Ja, dieser Streit ist insofern interessant, als er zeigt, dass die Benennung solcher Uebergangsgesteine wirklich nützlich, wenn nicht unentbehrlich ist.

Es scheint mir aber festzustehen, dass die saureren, eine Annäherung zur porphyrischen Structur zeigenden oder wirklich porphyrischen Ganggesteine des westlichen Bachergebirges entweder in Zusammenhang mit dem Granit des östlichen Gebietes stehen oder mit einer unterirdisch verborgenen westlichen Fort-

¹⁾ Diese Gesteine wurden 1884 von E. Hussak (Verhandl. d. geol. Reichsanstalt) beschrieben.

²⁾ Hier sehe ich natürlich von den wesentlich verschiedenen basischeren Porphyriten ab, die sich sowohl durch ihren Mineralbestand, wie durch ihren geringen Kieselsäuregehalt unterscheiden. Man vergl. Pontoni's Analysen, l. c. pag. 373.

setzung desselben Kernes, wenn auch der Zusammenhang vielleicht augenblicklich nicht aufgeschlossen sein mag.

Bei der Untersuchung der Lagerungsverhältnisse der die Eruptivmassen umgebenden Schichtgesteine besteht die grösste Schwierigkeit darin, primäre Lagerungsverhältnisse von den durch spätere Gebirgsbewegungen modificirten, primären Intrusivcontact von secundärem Dislocationscontact zu unterscheiden. Es wird dadurch auch sehr schwer, zu einer hinreichend begründeten Meinung über die Lagerungsform des Eruptivgesteins zu kommen.

Dölter¹⁾ hebt hervor, dass der von diesem eingenommene Raum die Form eines langgestreckten Paralleltrapezes habe. Er möchte daraus schliessen, dass der Bacher-Granit einen mächtigen „Gang“ bilde, und fügt hinzu (pag. 18): „Ich halte den Granit des Bachers durchaus nicht für eine aus einem Gusse entstandene Eruptivmasse und glaube überhaupt, dass die meisten Granitmassive langsam entstanden sind . . . Ich glaube, dass ein grosser Theil der sogenannten Masseneruptionen sich auf Anhäufung zahlreicher Gangmassen zurückführen lässt.“ Auch in der späteren Publication wird diese Anschauung ausdrücklich für den Bacher-Granit bekräftigt (l. c. pag. 12). Teller kommt zu etwas abweichenden Resultaten. Er gibt an, dass die „Gneissgranite in diesem Theile ihres Verbreitungsgebietes das Bild einer in die Schichtung eingekeilten Intrusion, gewissermassen eines Lagerganges im grössten Style hervorbringen, von welchem gangförmige Apophysen in das Nebengestein ausstrahlen.“ Er hebt aber ausdrücklich hervor, dass „hier mit der Bezeichnung Lagergang nur das äusserliche Bild der Erscheinung illustriert werden soll. Denn in genetischer Beziehung bleibt hier noch für mancherlei andere Vorstellungen Raum. Die Anhänger der Lakkolithen-Theorie z. B. könnten die hier constatirten Thatsachen recht gut in ihrem Sinne interpretiren.“ Sehen wir nun im Einzelnen, welches Beobachtungsmaterial vorliegt. Nach Teller's und Dölter's Angaben liegen die krystallinen Schiefer an sehr zahlreichen Stellen auf dem Eruptivgestein und schmiegen sich ihm antiklinal an; dennoch ist auch die Zahl der Punkte, wo die Schiefer unter den Granit einfallen, keine geringe. So verfläichen nach Teller die Glimmerschiefer auf der Ostseite des Massivs in dem Devinagraben und in

¹⁾ Zur Geologie des Bachergebirges, pag. 11 und 12.

dem Rücken von St. Martin unter das Eruptivgestein. Nach Dölter ist das Einfallen der Gneisse und Glimmerschiefer auf der Nordseite nach Süden, also wieder unter das Eruptivgestein gerichtet, während er und Teller übereinstimmend auf der Südseite ein von diesem weg, also gegen Süden gerichtetes Fallen beobachten. Das gilt aber nur für die Gneisse und Glimmerschiefer. Denn die das höchste Schichtglied bildenden Phyllite fallen nach Dölter in der That meist antiklinal vom Granit ab, auf der Nordseite nach Norden, auf der Südseite nach Süden. Diese Beobachtung führte Dölter zu der Vermuthung, dass der Phyllit discordant auf den älteren Schichtgesteinen liege. Doch liegt hier offenbar noch eine zweite, mir persönlich wahrscheinlichere Erklärungsmöglichkeit vor, nämlich die, dass der Granit auf der Nordseite zwischen Phyllit und Glimmerschiefer eingedrungen gegen Süden in tieferen Niveaus stecke und dazwischen die Schichten schräg abschneide, so dass der Durchschnitt etwa an die unsymmetrischen Lakkolithen vom Typus der Anthracite Range und des M. Marcellina erinnern würde. Am complicirtesten liegen die Verhältnisse in dem westlichen Theile des Bachergebirges. Dort fällt nach Teller, wenigstens an dem Südabhang die ganze Schichtserie concordant nach Norden ein und wird von den schon beschriebenen porphyrischen Aequivalenten des Bachergranites durchsetzt. An der Grenze zwischen dem östlichen, durch seinen massigen Granitkern charakterisirten Gebirgsabschnitt und dem westlichen Theile greifen nach Teller dunkle Gesteine der Quarzphyllitgruppe an der Einsattlung östlich vom Mali černi vrh auf den Hauptkamm des Gebirges hinauf und liegen dort auf dem Granit. — Auf Contactmetamorphose des Phyllites deutet eine Beobachtung von Teller¹⁾, wonach „in dem nordsüdlich streichenden Kammstück westlich von Malušnika der Phyllit von Granitapophysen thatsächlich netzförmig durchbrochen und stellenweise in ein hartes felsitisches Gestein umgewandelt“ ist.

Was das Alter des Bachergranites betrifft, so hält ihn Dölter auf Grund des Vorkommens von Glimmerschiefer einschlüssen für jünger als die Gneisse, Glimmerschiefer und Amphibolite des Gebietes. Hinsichtlich der Phyllite aber ist er im Zweifel, ob nicht zwei Abtheilungen zu unterscheiden sind, von denen die eine älter, die andere jünger als das Eruptivgestein sei. Teller spricht sich, soweit mir

¹⁾ Verhandl. d. geolog. Reichsanstalt, 1893, pag. 173.

bekannt, nicht näher über diese Frage aus. Ich werde später noch darauf zurückkommen.

Ist es nun erlaubt, obwohl die Untersuchungen der österreichischen Geologen noch nicht zu Ende geführt sind, aus all den angeführten Thatsachen Schlüsse zu ziehen, so geschieht das natürlich mit der Reserve, die geboten ist, wenn man das strittige Gebiet nicht aus eigener Anschauung kennt. Doch scheint mir soviel mit Sicherheit festzustehen, dass auch der Granit oder, vielleicht besser gesagt, Adamellit des Bachergebirges ein echter Intrusivkörper ist, der unterirdisch unter einer Kruste von Phylliten und stellenweise noch älteren Gesteinen erstarrte. Von der Hauptmasse gehen porphyrisch struirte Gänge aus und durchbrechen die älteren Gesteine in unregelmässiger Weise. Auch Contactmetamorphose ist bereits an einer Stelle wahrscheinlich gemacht. Eine sichere Entscheidung, ob unser Intrusivkörper ein langgestreckter Gangstock oder ein Lakkolith oder endlich ein zwischen beiden Extremen stehendes Gebilde wie der Adamello ist, kann zur Zeit nicht gefällt werden. Die unleugbar vorhandenen Unregelmässigkeiten in der Begrenzung und der Niveauwechsel der mit dem Eruptivgestein in Contact tretenden Schichten sind der Deutung als Lakkolith nicht günstig, doch ist noch festzustellen, inwieweit diese Abweichungen von secundären Gebirgsbewegungen bedingt sind.

Zusammenfassendes über den periadriatischen Randbogen.

Wir haben in der vorhergehenden Schilderung eine grössere Anzahl von Intrusivmassen betrachtet, von denen die äussersten in der Luftlinie etwa 415 Kilometer, auf der bogenförmigen Linie aber, längs deren sie angeordnet sind, rund 450 Kilometer von einander abstehen.¹⁾ Sie erstrecken sich aus der Lombardei bis nach Steiermark. Ihre Gesteine sind in grösseren Räumen körnig, in engeren Spalten porphyrtartig oder echt porphyrisch erstarrt und scheinen der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung nach von echten

¹⁾ Hier ist die Entfernung der nordöstlichsten Punkte des Bachergebirges und der südwestlichsten des Adamellomassivs gemessen.

Graniten durch Adamellite hindurch bis zu echten Tonaliten und Quarzglimmerdioriten zu gehen. Von den Rieserferner-Kernen scheint es festzustehen, dass sie regelmässige Lakkolithen sind. Der Adamello ist ein Uebergangsglied zwischen Lakkolith und Stock, die Vorkommnisse vom Iselthal, Polinik und von Prävali sind Gänge, beziehungsweise Lagergänge. Von den übrigen Gliedern unseres Bogens, dem Iffingerkern, den Eruptivmassen von Eisenkappel-Schwarzenbach und dem Bachergranit steht es noch nicht fest, ob sie Stöcke, Lakkolithen oder Intrusivlager sind.

Die Zusammengehörigkeit aller dieser Intrusivmassen zu einer einzigen, als periadriatischer Randbogen bezeichneten Kette¹⁾ ergibt sich aus ihrer räumlichen Nähe im Verein mit ihrer unverkennbar einem bestimmten Plane folgenden Anordnung längs einer bogenförmig gekrümmten Linie rings um ein einheitliches Senkungsgebiet.²⁾

Diese Anschauung wird noch bekräftigt durch die Form der einzelnen Massen, die sämtlich im Streichen der Bogenlinie verlängert sind und von denen die eine im Streichen der anderen folgt³⁾; sie wird auch durch ihre grosse petrographische und chemische Verwandtschaft bestätigt.

Wir sahen, dass all die beschriebenen Eruptivgesteine Intrusivkörper bilden, wenn sie auch je nach der geologischen Vergangenheit der zur Intrusion gewählten Gegend, der Höhe des jetzt aufgeschlossenen Niveaus und der Mächtigkeit ihrer Masse bald nur als unbedeutende Gänge oder Lagergänge oder bedeutende Lakkolithen, beziehungsweise stockförmige Gebilde erscheinen; und wir

¹⁾ Ich kann nicht mit Suess und Löwl von einem „Südtiroler Granitbogen“ sprechen, da wir sahen, dass unsere Massen keineswegs auf Tirol beschränkt und auch nur zum kleinsten Theile Granite sind.

²⁾ Frech (Tribulaungruppe und Karnische Alpen) vertritt die Anschauung, dass es sich nicht um ein Senkungsgebiet, sondern um eine alte gefaltete Kernmasse handelt. Doch ist es auch in seinem Sinne ein von den umrandenden Gegenden abzutrennendes einheitliches Gebiet. Ich kann hier leider nicht mehr auf eine Discussion dieser Frage eingehen, bemerke aber, dass jedenfalls durch den von Frech gelieferten Nachweis, dass Drau- und Gailbruch die Fortsetzung der Judicarienlinie sind, der syngenetische Zusammenhang der Randbogenmassen einen neuen Beweis erhält.

³⁾ Der erste, der den grössten Theil der östlich von den Iselthaler Porphyriten auftretenden Intrusivmassen zu unserem Randbogen rechnete, war der scharfblickende, auf den verschiedensten Gebieten hochverdiente Becke. (Tschermak's Mittheil., Bd. XIII, 1893, pag. 462.)

können nicht daran zweifeln, dass alle unsere Massen durch eine gemeinsame Ursache gleichzeitig intrudierten. Es muss daher auch erlaubt sein, die Altersbestimmung des am günstigsten aufgeschlossenen Gliedes auf die anderen zu übertragen. Nun wissen wir für eine Reihe unserer Massen durch das Auftreten von Geröllen¹⁾ in diluvialen Ablagerungen und durch ihr passives Verhalten den letzten Bewegungen grosser tektonischer Linien gegenüber, dass sie jedenfalls älter als das Miocän sein müssen. Auf der anderen Seite sahen wir, dass der Adamello-Tonalit frühestens zur Zeit der oberen Trias intrudierte, dass die Tonalitporphyritgänge von Prävali aber sogar den oberen Jura durchsetzen. Wir kommen also nothwendig zu dem Schluss, dass die Intrusion der periadriatischen Randbogenmassen entweder in die Kreide oder in das älteste Tertiär fällt. Welche von diesen Epochen aber mit mehr Wahrscheinlichkeit als Intrusionsepoche zu gelten hat, das werden wir am Ende des nächsten Abschnittes sehen, der die im periadriatischen Senkungsgebiete enthaltenen granitischen Massen behandelt.

Die centralen granitisch-körnigen Massen des periadriatischen Senkungsgebietes.

I. Cima d'Asta.

Schon im Anfange dieses Jahrhunderts wurden von Weiss²⁾, Marzari-Pencati³⁾ und Leopold von Buch⁴⁾ Einzelheiten über die im Asta-Gebiete auftretenden Felsarten, ihre Verbreitung und den Bau des Gebirges mitgetheilt. L. v. Buch betonte insbesondere, wenn auch nur auf Grund der Weiss'schen Angaben, die angeblich mantelförmige Lagerung der Schiefer um den Granit. Marzari-Pencati aber beobachtete das Abschneiden der jung-meso-

¹⁾ Auch Frech citirt bei der Beschreibung der zahlreichen untersuchten Conglomerate des Paläozoicums und Mesozoicums der karnischen Alpen kein einziges Geröll, das von einer unserer Randmassen herkommen könnte.

²⁾ Vergl. L. v. Buch, Geogn. Briefe, Nr. VII, pag. 141.

³⁾ Porzioni della lettera geologica al Sig. Dembscher e della sua introduzione, pubblicate nella Gazzetta privilegiata di Venezia dall' 8 Febbraio ai 28 Aprile 1823, pag. 82—83 und 46 (Fussnote).

⁴⁾ L. c. und „Geognostische Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien“. Berlin 1802, Bd. I, pag. 302 u. f., sowie pag. 317.

zoischen Schichten an dem Granit in der Nähe der Malga d'Orenna, und folgerte daraus, da er die Bruchnatur dieses Contactes nicht erkannte, das jüngere Alter des Granites. — Es verging dann längere Zeit, ohne dass wichtigere Resultate erhalten worden wären, bis die Commissäre des geognostisch-montanistischen Vereines ihre Karte aufnahmen und G. vom Rath seinen kurzen, aber bemerkenswerten Reisebericht publicirte. ¹⁾ G. vom Rath gab eine gute petrographische Beschreibung des Granites, wies nach, dass die Phyllite auf der Süd-Seite der Eruptivmasse nach Norden, also unter den Granit einfallen, während sie auf der Nord-Seite wirklich, wie schon L. v. Buch und F. v. Richthofen vorausgesetzt hatten, von ihm abfallen. Er bestätigte das auf der Karte des geognostisch-montanistischen Vereines angegebene Eindringen einer „Glimmerschiefer“-Zunge westlich von Caoria in die Granitmasse, beobachtete in der Val Regana dunkle „Einschlüsse“ im Granit, wohl Reyer'sche Schlierenknödel, und sammelte dort „Stücke schwarzen Glimmerschiefers, ganz erfüllt von Leucitoëdern rothbraunen Granates“, von denen ich vermuthe, dass sie sich als ein Contactproduct des Granites erweisen werden.

1868 besuchte Ed. Suess die Südgrenze der Asta-Masse und schloss aus den dort vorhandenen Aufschlüssen auf eine grossartige Ueberschiebung des Granites über die Quarzphyllite, die mesozoischen und tertiären Sedimente des Torrente Maso. Er hob die Passivität des Granites gegenüber der Dislocation hervor und hielt ihn für einen „Casannaschiefern“ eingeschaltetes, unterirdisch mit dem Brixener Granit in Zusammenhang stehendes carbonisches Lager. ²⁾

Stache gab 1874 ³⁾ einen guten Ueberblick über die ältere Asta-Literatur, hielt es aber nicht für nothwendig, „eine Ueberschiebung der ganzen Cima d'Asta-Masse in junger, nacheocäner Zeit anzunehmen und das allgemeinere Phänomen der Nord-West-Neigung der Thonglimmerschiefer an der Südseite des Cima d'Asta-Gebirges als gleichzeitig mit der nur localen Ueberkipfung jüngerer Sedimentär-Schichten unter einer überschobenen, überstürzten oder

¹⁾ Die Lagorai-Kette und das Cima d'Asta-Gebirge. Jahrb. geol. Reichsanst., 1863, pag. 121—128.

²⁾ Sitz.-Ber. d. Akad. Wien, 57, pag. 241 und Profil zu pag. 763—806. Vergl. auch „Entstehung der Alpen“ pag. 86—89. Antlitz der Erde, Bd. I, pag. 327—328.

³⁾ Jahrb. d. geol. Reichsanst., Wien, pag. 385—395.

gegen sie abgesunkenen Masse von Granit und Thonglimmerschiefer zu halten.“

Dölter¹⁾ kam auf Grund mehrwöchentlicher Touren im Asta-gebiete zu dem Resultat, dass der für carbonisch gehaltene Granit „aus einer von Süd-West gegen Nord-Ost gerichteten Spalte gangförmig aufgetreten sei und sich deckenförmig über die Schiefer gelagert habe“, eine Ansicht, die seiner Meinung nach der von Suess „viel näher steht als der G. vom Rath's, der den Cima d'Asta-Granit für ein stockförmiges Gebilde hielt“.

1879 publicirte E. v. Mojsisovics²⁾ die Resultate der im Auftrage der k. k. geologischen Reichsanstalt zu Wien von Doelter, Vacek, Bittner und ihm selbst ausgeführten Begehungen der Asta-Gruppe und veröffentlichte auch eine geologische Karte in $\frac{1}{75000}$. E. v. Mojsisovics hält den Asta-Granit für einen „grossen Gang, einen sogenannten Hauptgang“, der bis an die Erdoberfläche reichend, die permischen Quarzporphyrlaven geliefert hätte. Wenn also auch wiederholt im Text von „Granitstock“ gesprochen wird, so heisst das im Sinne der in der vorliegenden Arbeit angewandten Terminologie soviel wie „Vulcannarbe“, und thatsächlich nennt v. Mojsisovics auch an anderer Stelle ausdrücklich den „permischen Vulcan“ der Cima d'Asta. Auch für die „übrigen, das permische Quarzporphyrgelände peripherisch umgebenden Eruptivstöcke von Klausen, Brixen und Meran, sowie den Adamellostock“ wird das gleiche Alter, die gleiche Entstehung und derselbe Zusammenhang mit den Quarzporphyrlaven angenommen (pag. 407). Diese ganze Anschauung beruht aber wesentlich auf der Vorstellung, dass ein jeder „Eruptivstock“ auch Laven gefördert haben müsse, und dass bei der grossen Ausdehnung und Mächtigkeit des Bozener Quarzporphyrlaven-Complexes auch mächtige Vulcannarben in der Nähe vorhanden sein müssten.

Die wichtigsten publicirten Beobachtungen der österreichischen Geologen sind die Folgenden. „Das vorherrschende Fallen der krystallinen Schiefer im Norden der Granitmasse ist Nord-West bis Norden gerichtet und im allgemeinen im Osten etwas steiler als im Westen, wo nicht selten nahezu söhliche Lagerung eintritt.“ Das letztere gilt

¹⁾ Sitz.-Ber. d. Akad. Wien, 1876, pag. 879—880.

²⁾ Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien bei Hölder, pag. 395 und 408. Vergl. auch die Karte.

insbesondere für die Val Calamento, während in der oberen Val Grigna nach Bittner die Schichten fast senkrecht stehen. Gegen Osten wendet sich das Fallen gegen Nord-Ost und Osten. Im Südwesten scheint ringsum die kleine granitisch-körnige Masse von Roncegno ein von dem Eruptivgestein weggerichtetes Fallen vorhanden zu sein. Bei Torcegno südlich vom Westende der grossen Granitmasse ist Nord-Fallen, am Monte Calmandro südlich vom Ostende des Granites und in der Schieferbucht der Val Sorda zwischen den beiden östlichen Granitzungen Nord-West-Fallen eingezeichnet. — Wichtig ist ferner die Angabe, dass „die schmale Schieferzone im Süden des Granites zwischen Val Tesino und Torcegno, die Schiefer im Westen des „Granitstockes“, sowie die Schieferzone zwischen Val di sette laghi und Montalon den Quarzphylliten angehören, während die Gesteine, welche die beiden östlichen Granitzungen umgeben, zur Gneisphyllitzone gerechnet werden“ (pag. 403).

Taramelli¹⁾ wendet sich mit Recht gegen v. Mojsisovic's Annahme, dass die Astagranitmasse der Eruptionsherd des Bozener Quarzporphyrs sei, indem er sich auf das gänzliche Fehlen von petrographischen Uebergängen bezieht. Ueber die Entstehung des Astagranites spricht er sich sehr reservirt aus, da er auf die Möglichkeit der Verwechslung von Schichtflächen der Phyllite mit Transversalschieferungsflächen hinweist. Doch machte er bereits die bedeutsame Wahrnehmung, dass die „scisti quarzoso-micacei“ am Contact mit dem Granit „petroselciosi ed anfibolici“ werden, was wahrscheinlich auf Beobachtung von contactmetamorphen Gesteinen beruht. Er hält es für unberechtigt, die phyllitischen Schiefer für paläozoisch zu erklären, solange jede Fossilspur in ihnen fehlt, und sagt über das Verhältnis des Granites zu dem Val Sugana-Bruche: „Può darsi infatti che il nodo di granito nel sotterraneo rilievo delle formazioni protozoiche della Val Sugana abbia determinata la linea di frattura che passa per questa regione“ (l. c. pag. 533).

Rothpletz machte im Jahre 1890 die Beobachtung, dass die Phyllite am Torrente Maso in der Nähe der Granitmasse den Habitus contactmetamorpher Gesteine tragen und dass der Granit an jener Stelle eine Apophyse in die Schiefer entsendet.²⁾ Ich verfolgte diese

¹⁾ Geologia delle prov. venete. Mem. Acc. Lincei Roma, 1882, XIII, pag. 329 bis 330, pag. 351 u. 533.

²⁾ Vergl. Salomon, Tschermak's Mittheil., Bd. XII, 1891, pag. 408. — Rothpletz, Ein geol. Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart 1894, pag. 175.

Beobachtung weiter und gab im Jahre 1891 in einer vorläufigen Mittheilung¹⁾ an, dass die Granitmasse fast überall von einer Zone contactmetamorpher Gneisse und Quarzlagenphyllite umgeben ist, die durch das Auftreten von Mineralien, welche in dem umgebenden Grundgebirge gänzlich fehlen (Andalusit, Cordierit, Spinell) oder doch nicht in gleicher Menge und Art der Ausbildung auftreten (Biotit)“, charakterisirt sind. Ich beobachtete ferner, dass der Granit an mehreren Stellen Apophysen in die Contactgesteine entsendet und Einschlüsse von ihnen umschliesst. „Die Contactfläche zwischen dem Granit und den Schiefen ist unregelmässig gestaltet. Schiefer und Granit haben sich im allgemeinen gegenüber den grossen tektonischen Störungen, welche das Gebiet betrafen, wie eine einheitliche Masse verhalten.“ Ich wies nach, dass die mesozoischen Sedimente, die in der Nähe der Malga Orenna an dem Granit abstossen, keine Spur von Contactmetamorphose erlitten haben und sich dort sicher nicht in Primärcontact befinden. Endlich beobachtete ich im mittleren Val Calamento Granit und Quarzporphyr dicht nebeneinander, ohne irgend welche petrographisch vermittelnde Uebergangsglieder, und schloss daraus wie Taramelli, dass der Granit gar nichts mit dem Quarzporphyr zu thun habe.

Hinsichtlich der Entstehung des Granites kam ich zu dem Resultate, dass er „wahrscheinlich ebenso wie der Tonalit des Monte Adamello unterirdisch unter einer dicken Kruste älterer Sedimente erstarrte und erst später durch Denudation und Erosion davon befreit wurde“.

Ich will den bereits hier und an der angegebenen Stelle angeführten Beobachtungen noch einige neue hinzufügen, um das Bild des geologischen Baues des Gebietes zu vervollständigen.

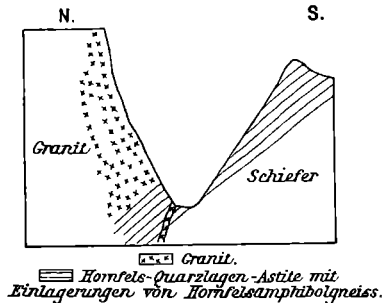
Oberhalb des Kirchhofes von Canale S. Bovo treten Felsen aus dem Hange hervor, die aus Phyllit bestehen. Ich mass in ihnen an mehreren Stellen stets ungefähr N 70 W-Streichen bei etwa 60 bis 65° Nord-Fallen. Geht man von dort in Nord-West-Richtung am Hange entlang, so findet man eine ganze Reihe von Aufschlüssen in Phylliten, Quarzlagenphylliten und quarzitischen Gesteinen, die stets West-Nord-West streichen und mit mittleren Neigungswinkeln nach Norden einfallen. Ganz zuletzt mass ich einmal Ost-West-

¹⁾ l. c. pag. 408—410.

Streichen bei 45° Nord-Fallen. Dann folgt ein grüner Grashang ohne jede Aufschlüsse und endlich ein tief eingeschnittenes kleines Thal, das den Contact zwischen dem Granit und den Schiefen vortrefflich entblösst. (Vergl. das nachstehende Profil.)

Das linke, südliche Ufer besteht ganz aus stark zersetzten krystallinen Schiefen, deren Streichen, je mehr man sich dem Bache aufwärts folgend dem Granite nähert, dem ungefähr nordöstlich gerichteten Streichen der Granitgrenze immer ähnlicher wird. Ich mass der Reihe nach Ost-West, N 80 W, N 70 W und darauf einmal sogar N 48 O, allerdings schliesslich noch einmal N 80 O-Streichen. Dabei bleibt das Fallen immer

Fig. 7.



Profil VI.

Masstab nicht genau bekannt, aber sehr gross.

Runse etwas thalaufwärts von Canale San Bovo.

nördlich, also unter den Granit gerichtet, bei Neigungswinkeln zwischen 40 und 50° . Kleine Faltungen sind vorhanden, aber nicht einmal sehr häufig. Das rechte nördliche Ufer besteht etwas weiter thalaufwärts in seinem untersten Theile aus Schiefen, in seinem mittleren und oberen Theile aber aus Granit, der an dieser Stelle deutlich auf den Schiefen lagert. Dabei beweist das Vorhandensein von Gängen einer an Glimmer etwas ärmeren, aber noch deutlich den Charakter des Asta-Granites tragenden, sowie einer pegmatitischen Granitvarietät in den Schiefen die primäre Natur dieses Contactes und somit die tektonische Zusammengehörigkeit von Granit und Schiefer. An der Grenze gegen den Granit sieht man in den Schiefen stellenweise weisse Calcitmassen,

die jedenfalls durch Verwitterung des Granites entstanden sind. Da die schiefrigen Gesteine keineswegs petrographisch einem einzigen Typus angehören, sondern meist aus verschiedenen, der Schieferung parallelen Lagen bestehen, so ist an dieser Stelle eine Verwechslung von Schichtung und Transversalschieferung ausgeschlossen.

Ich untersuchte die Gesteine von Canale San Bovo auch mikroskopisch und konnte trotz der vorgeschrittenen Zersetzung der gesammelten Stücke constatiren, dass sie in grösserer Entfernung vom Contacte normale phyllitische Gesteine sind, in der Nähe des Contactes sich aber zum grössten Theile durch Führung von Andalusit, Cordierit, Korund und vielleicht auch Spinell von jenen unterscheiden und als Contactbildungen zu erkennen geben. Ich sammelte in der näheren und weiteren Umgebung des Contactes schiefrige Hornfels-Quarzlagen-Astite¹⁾ und ganz in der Nähe des Contactes einen wenig schiefrigen Hornfelsamphibolgneiss. Dieser letztere verdankt seinen jetzigen Mineralbestand gleichfalls ganz oder zum grössten Theile der Contactmetamorphose, wie seine Structur und das Fehlen ähnlicher Typen unter den normalen Gesteinen beweisen. Er besteht aus meist zersetztem Biotit, einem Pflaster von Quarz und Feldspath²⁾ und einem monoklinen, schwach grün gefärbten, vorläufig nicht näher bestimmten Amphibol mit accessorischem Apatit und opakem, silberweisse Reflexe gebendem Eisenerz, wohl Pyrit. — Die Hornfels-Quarzlagen-Astite enthalten, wie schon ihr Name besagt, den Quarz nur unwesentlich im Gesteinsgewebe, gewöhnlich vielmehr in besonderen Lagen isolirt. Sie bestehen ausserdem wesentlich aus chloritisch verändertem Biotit und meist bereits zu Sericit umgewandeltem Andalusit ($c = a$). Accessorisch führen sie gern Ilmenit, grüne Körner von Spinell (?), Reste von meist ganz zu sericitischen Geweben umgewandeltem Cordierit, Korund, der den Ilmenit zum Theil umwächst, und etwas Feldspath, wohl nicht nur Plagioklas, sondern auch Orthoklas. Secundär sind Chlorit und Sericit weit verbreitet. Es ist nicht immer sicher, wie weit der Sericit auf Andalusit, wie weit er auf Cordierit

¹⁾ Vergl. pag. 42 dieser Arbeit. Man könnte sie auch „schiefrige, Quarzlagen enthaltende Biotit-Andalusit-Hornfelse“ nennen.

²⁾ Da es im Folgenden nicht darauf ankam, genaue petrographische Beschreibungen zu geben, so habe ich von genaueren Feldspathbestimmungen Abstand genommen, beabsichtige aber das hier Versäumte später nachzuholen.

zurückzuführen ist. Es könnte daher auch sein, dass der Cordierit in den frischen Gesteinen nicht immer einen nur accessorischen Gemengtheil darstellt. — Im Bachbette bei Canale San Bovo fand ich ein geflecktes phyllitisches Gestein, das jedenfalls auch als ein Contactproduct des Granites aufzufassen ist, aber kaum von derselben Contactstelle stammen dürfte. Ich konnte nicht sicher feststellen, ob die Flecken nur von biotitischen Zusammenhäufungen hervorgebracht werden oder auch von eigenthümlichen Zersetzungsproducten; die von Cordierit (?) herrühren könnten, an einer Stelle aber einen auffallenden kreuzähnlichen Durchschnitt bilden.¹⁾ Das Gestein enthält viel Biotit in der charakteristischen unregelmässigen Zusammenhäufungsart der Contactgesteine, viel Quarz und accessorisch nicht ganz wenig Turmalin, sowie etwas Feldspath und Apatit. Ausser den schon erwähnten Zersetzungsproducten tritt Sericit auf. Ich bin nicht sicher, ob ich dies Gestein als einen wenig veränderten Phyllit auffassen und dann im Hinblick auf die geringe Intensität der Veränderung als Contact-Phyllit, beziehungsweise im Hinblick auf den makroskopischen Habitus als Fleckschiefer oder Fleck-Phyllit bezeichnen soll. Es könnte auch intensivere Contactwirkungen erlitten haben und wäre dann als „Hornfelsbiotitglimmerschiefer (? cordieritführend ?) zu bezeichnen.

Ueber die Ausdehnung der Contactzone bei Canale San Bovo habe ich kein sicheres Urtheil, da mein Beobachtungsmaterial nicht ausreicht; doch scheint sie mir nicht gross zu sein, da in noch nicht 600 Meter Entfernung vom Granite gesammelte Gesteine keine Anzeichen von Contactmetamorphose aufweisen.

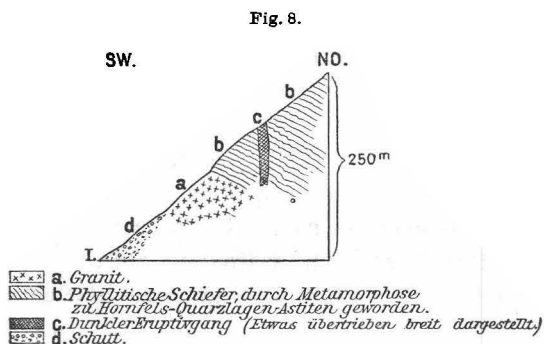
Auf der Strasse von Canale S. Bovo nach Caoria beobachtete ich an einer Stelle Granitblöcke, die vom linken Thalgehänge stammen und von einem Gange eines dunklen porphyrischen Gesteines durchsetzt werden.²⁾

Bei Caoria nahm ich das beistehende Profil auf.

¹⁾ Die Form dieses Durchschnittes spricht nicht für Cordierit, sondern eher für Staurolith.

²⁾ Ich möchte bei dieser Gelegenheit bemerken, dass die anscheinend lagerförmigen, von Mojsisovics (l. c. pag. 405) aufgeführten und auf der Karte eingezeichneten „Dioritporphyre“ von Gobbera echte körnige Diorite sind, wenn auch nicht weit davon auch echte gangförmige dunkle Porphyrite auftreten.

Die Schiefer sind stark gefaltet, lassen aber deutlich erkennen, dass sie im grossen und ganzen mit etwa 30° Nordwestfallen auf dem Granit liegen. Es sind phyllitische Gesteine mit vielen scharf von der übrigen Gesteinsmasse getrennten Quarzlagen. Auch Quarzite kommen vor. Die Grenze gegen den Granit ist auf der Mojsisovics'schen Karte nicht richtig gezogen. Sie verläuft nicht ostwestlich, sondern nordwestlich am Hange entlang und senkt sich dabei allmählich in der Richtung nach Caoria hin. Wahrscheinlich reicht der Granit bis über die Kirche von Caoria hinaus, vielleicht sogar in die unterste Val Sorda hinein. Die Aufschlüsse sind aber in dem letzten, nordwestlichsten Theile von Schutt bedeckt. In einer kleinen



Profil VII.

Steilheit der Böschung übertrieben.

I Vanoithal dicht unterhalb Caoria.

Runse südöstlich von Caoria kann man die Auflagerung der Schiefer auf den Granit vortrefflich wahrnehmen. — Die Schiefer sind dort von einem Porphyritgang durchsetzt, der jedenfalls durch den darunter befindlichen Granit in die Höhe gestiegen ist. Der Granit ist in der Nähe des Contactes immer arm an Glimmer. — Die dem Granite von Caoria benachbarten schiefrigen Gesteine sind ebenso wie die von Canale San Bovo schiefrige Hornfels-Quarzlagen-Astite. Sie sind offenbar das Umwandlungsproduct von Quarzlagenphylliten und bestehen wesentlich aus Lagen von Andalusit ($c = a$, rosa) und röthlich braunem oder rein braunem Biotit auf der einen, Quarz auf der anderen Seite. In kleiner Menge fand ich in einem 20 Meter über dem Granit in der erwähnten Runse geschlagenen Stücke auch

farblosen, schwach licht- und doppelbrechenden, optisch zweiaxigen unregelmässig conturirten Cordierit, bei dem die Zersetzung in Spalten parallel (001) fortschreitet und die beobachteten geraden Zwillingsgrenzen (in Verticalschnitten) parallel der Richtung der grösseren Elasticität (offenbar Verticalaxe = a) verlaufen. Die Quarzlagen lassen keine Einwirkung der Contactmetamorphose erkennen. Sehr selten sind Quarzkörner, die Biotitscheibchen umschliessen. Der Andalusit producirt bei der Zersetzung sericitische Aggregate. — Nicht anstehend fand ich in derselben Runse ein offenbar aus grösserer Höhe über dem Granit stammendes Stück eines gefleckten phyllitischen Schiefers, der dem schon beschriebenen von Canale S. Bovo makroskopisch sehr ähnlich ist. Die Flecken sind aber im Schliiff nicht wieder zu erkennen. Es scheint, dass es sich um ein nur ganz wenig verändertes Glied einer vorauszusetzenden äusseren Contactzone handelt, also um einen Contactphyllit (Fleckphyllit).

Der mittlere Theil der Val Calamento ist bereits von Rothpletz in seinem Profil (l. c.) dargestellt worden. Geht man von dem Wirthshaus Pontarso an der Vereinigung des Campelle- und Calamentothales am linken, nordöstlichen Gehänge dieses letzteren entlang, so erreicht man unmittelbar nördlich von dem Buchstaben *A* des Namens Albere auf der neuen österreichischen Generalstabkarte in $\frac{1}{75000}$ eine Scholle von ungefähr nördlich fallenden krystallinen Schiefen, die aber ganz kurz vor der Val di Pupille von neuem von einer wenig mächtigen Granitmasse abgelöst wird. In der Val di Pupille folgen auf's neue krystalline Schiefer. Die mikroskopische Untersuchung der Calamentoschiefer ergab, dass es sich auch hier um contactmetamorphisch veränderte Phyllite und Quarzlagenphyllite handelt. Wenigstens fand ich am Gehänge östlich der auf der Karte durch ein schwarzes Kreuz angedeuteten kleinen Kirche anstehend und in grossen Blöcken quarzlagenfreie und quarzlagenreiche schiefrige Hornfelsastite, in denen die nicht quarzigen Lagen wesentlich von Andalusit ($c = a$) in Krystallen und an Sillimanit erinnernden Büscheln, sowie von Biotit gebildet werden. Accessorisch enthalten sie langgestreckte Durchschnitte von Eisenerz, das sich in Leukoxen umsetzt und wohl zum Ilmenit gehört, ganz wenig Apatit, weisse Partien von zersetztem Orthoklas (?) und grosse unregelmässig polarisirende, zersetzte Flecke, die noch zahlreiche kleine Biotiteinschlüsse enthalten und vielleicht von Cordierit her-

rühren. Spärlich findet sich auch Quarz als accessorischer Gemengtheil in den Astitlagen. Am südlichen Contacte der nördlicheren kleinen Granitmasse sammelte ich zwei Schieferstückchen, die aber zu sehr zersetzt waren, als dass es sich entscheiden liesse, ob sie normale oder umgewandelte Quarzlagenphyllite seien.

In der untersten Val Calamento, auf der rechten Thalseite und nicht sehr weit über der grossen Ueberschiebung des Torrente Maso fand ich am Contacte mit dem Granit einen stark brecciös zertrümmerten Quarzit mit secundären Kalkspath- und Quarzadern und schmutziggrauer und schwarzer, wohl kohligter Materie. Das Gestein bildet dort schlechte, stark verwitterte Aufschlüsse und lässt nicht erkennen, ob Contactmetamorphose und Primärcontact vorliegt oder nicht. Unmittelbar daneben aber fand ich im Granit einen kleinen, kaum walnussgrossen Einschluss, der den 1890 von mir beschriebenen¹⁾ Einschlüssen von Cordierithornfels im Tonalite des Monte Aviolo vollständig analog ist. Er besteht wesentlich aus Plagioklas, Biotit und Korund, hat keine Andeutung von Schichtung oder Schieferung und ist demnach als Hornfels-Korund-Edolit²⁾ zu bezeichnen. Den polysynthetisch verzwilligten Plagioklas habe ich bisher nicht näher bestimmt. Der Biotit ist stark pleochroitisch (α = sehr blassgelb, die parallel der Spaltbarkeit schwingenden Strahlen rothbraun). Das als Korund bestimmte Mineral ist optisch einaxig, negativ ($c = a$). Es hat starke Lichtbrechung bei so mässiger Doppelbrechung, dass selbst in dem einzigen vorliegenden, leider aussergewöhnlich dicken Schliffe die Interferenzfarben höchstens bis zur unteren Hälfte der zweiten Ordnung gehen. Es findet sich in dünnen Tafeln, die in Horizontalschnitten hexagonale oder rundliche Umrisse, in Verticalschnitten langgestreckte scheinbar prismatische Conturen aufweisen. Accessorisch treten flaschengrüner Spinell in Oktaedern und Sillimanit in dünnen Prismen ($c = c$) auf. Die Bedeutung und Entstehung dieses und verwandter Einschlüsse in plutonischen Gesteinen werde ich bei der Besprechung der Klausener Eruptivmassen ausführlich behandeln. Hier sei nur gesagt, dass ich ihn für ein normales Umwandlungsproduct eines vom Eruptivmagma eingeschlossenen Schieferfragmentes halte.

¹⁾ Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1890, pag. 480 und 492—493.

²⁾ Wer diesen Namen nicht gebrauchen will, muss „Plagioklas-Biotit-Korund-Hornfels“ sagen.

Ein schönes Profil durch die unter den Granit einschliessenden krystallinen Schiefer ist auf dem linken Ufer des Torrente Maso aufgeschlossen und auf dem hoch am Gehänge entlang führenden Hauptwege leicht erreichbar. An keinem anderen Punkte kann man deutlicher erkennen, wie unberechtigt es wäre, sich die Contacthöfe plutonischer Gesteine aus petrographisch homogenen concentrischen Schalen zusammengesetzt vorzustellen. Es müssten denn zwei praktisch wohl niemals gleichzeitig realisirte Bedingungen vollständig erfüllt sein, erstens dass das plutonische Gestein von einem petrographisch ganz einheitlichen Schichtcomplex umgeben ist, und zweitens, dass es einen ganz regelmässigen Lakkolithen bildet, der kuppelförmig von unter einander concordanten Schichten überwölbt wird. Wo aber petrographisch von einander verschiedene Schichten an plutonischen Massen abschneiden, da spiegelt sich auch nach der Contactmetamorphose in der petrographischen Verschiedenheit der Contactgebilde die ursprüngliche petrographische Verschiedenheit der einzelnen Schichten und ihre specifisch verschiedene Umwandlungsfähigkeit wieder. Der „Contacthof“ aber besteht aus einer an die plutonische Masse angeschmiegeten Kruste oder Schale, die nach aussen durch Vermittelung von Blättern, Schuppen und Stacheln von Contactgesteinen in ganz verschiedener Entfernung in normale Schichtgebilde übergeht und unter besonderen Umständen stellenweise von überhaupt nicht metamorphosirten, bis an das Eruptivgestein heranreichenden Schichten unterbrochen wird.

Die Wechsellagerung ganz verschiedenartiger, verschieden intensiv und bis zu verschiedener Entfernung metamorphosirter Gesteine ist an der beschriebenen Stelle des Masogehänges ausserordentlich deutlich. Vollständig normale quarzitische Gesteine treten hier selbst in unmittelbarer Nähe des Granites auf, während ich ein stark umgewandeltes echtes Contactgestein mit seltenen und charakteristischen Contactmineralien noch 430 Schritte vom Granite entfernt fand, und vermthe, dass ähnliche Gebilde noch in bedeutend grösserer Entfernung von ihm auftreten. Ich muss mich an dieser Stelle darauf beschränken, eine ganz kurze petrographische Beschreibung der wichtigsten dort gefundenen Contactgesteine zu geben.

Das schon angeführte, in einer Entfernung von 430 Schritt vom Contact anstehende Gestein ist ein typischer, fast gar keine

Quarzlagen enthaltender schiefriger Hornfels-Astit oder „Biotit-Andalusit-Hornfels“. Es besteht wesentlich aus Andalusit ($c = a$, schwach rosa) und Biotit (a gelb, $b = c$ rothbraun). In geringerer Menge tritt Cordierit auf, der rings um kleine, conventionell zum Zirkon gerechnete Kryställchen gelbe Höfe enthält und so unter der Voraussetzung, dass die Schwingungsrichtung dieser gelben Strahlen der Verticalaxe entspricht, festzustellen gestattet, dass $c = a$ ist. Auch einaxiger Korund ist in nicht ganz geringer Menge vorhanden. Accessorisch treten Eisenerz in langgestreckten Durchschnitten und mit dunklen Reflexen, wohl Ilmenit, Spinell in optisch isotropen kleinen grünen Körnchen und Turmalin auf. Muscovit ist in geringer Menge vorhanden, aber wohl secundär.

In unmittelbarer Nähe des Granitecontactes sammelte Herr Prof. Rothpletz am linken Ufer des Torrente Maso ein mir freundlichst überlassenes Stück, das man nach seinem Habitus als einen typischen, schwach schiefrigen Hornfels bezeichnen muss. Es ist ein Hornfels-Astit mit ganz vereinzelt, verschwommenen Quarzlagen und besteht wesentlich aus Andalusit ($c = a$, rosa) und Biotit (röthlich braun bis ganz hellgelb röthlich). Es enthält viel, möglicherweise zum Theil primären Muscovit. Accessorisch Sillimanit ($c = c$), ein zersetztes Mineral (? Cordierit), wenig Plagioklas und ausserhalb der Quarzlagen auch wenig Quarz. Secundäre Adern werden von Quarz mit etwas Pyrit gebildet.

Interessant ist das Gestein durch wunderschöne Verwachsungen von Andalusit und Sillimanit mit parallelen Verticalaxen, wie sie von Michel-Lévy, Lacroix, Termier und Sauer beschrieben wurden.¹⁾ Man unterscheidet die beiden Mineralien sofort durch die stärkere Licht- und Doppelbrechung des Sillimanits, dessen Interferenzfarben die zweite Ordnung in denselben Schliften erreichen, in denen der Andalusit nur bis zum Gelb der ersten Ordnung geht. Ausserdem aber bestätigte die Bestimmung des Wertes der Elasticitätsaxen in allen Fällen die Richtigkeit der Diagnose. Ich glaube, dass die Verwachsung primär ist, da ich in vereinzelt Fällen den Sillimanit auch schräg an dem Andalusit abstossen sah. — Ein anderes gleichfalls von Herrn

¹⁾ Bulletin Soc. minéral. Fr., 1888, pag. 150; 1889, pag. 56 u. 59. — Erläuterungen zu Blatt Gengenbach der bad. geol. Landesuntersuchung, 1894.

Prof. Rothpletz in der Nähe der erwähnten Localität gesammeltes Stück ist zwar ebenfalls seiner Structur nach ein echter Hornfels, weist aber doch noch deutliche Schichtung, besonders durch Einschaltung von Quarzlagen auf. Sehen wir von diesen letzteren ab, so besteht es wesentlich aus Cordierit, Biotit und Quarz, denen sich Andalusit in bald grösseren, bald kleineren Mengen zugesellt. In zurücktretenden, anscheinend gleichfalls lagenartig angeordneten Partien des Gesteines verdrängt der Andalusit den Cordierit fast ganz und erzeugt so ein wesentlich aus Andalusit, Biotit und Quarz bestehendes Gestein. Im Grunde genommen sind also drei verschiedene Lagen zu unterscheiden, nämlich Quarzit, Hornfels-Quarz-Aviolit oder Hornfels-Cordierit-Glimmerschiefer und Hornfels-Quarz-Astit oder Hornfels-Andalusit-Glimmerschiefer. Da indessen die Quarz-Aviolitlagen stark überwiegen, so könnte man es der Kürze halber als einen andalusit- und quarzlagenreichen Hornfels-Quarz-Aviolit bezeichnen. Der Cordierit weist in diesem Gestein noch deutlich seine Krystallform auf, und zwar beobachtete ich von der Basis und Verticalflächen gebildete Rechtecke, deren Ecken sei es von einem Doma, sei es von einer Pyramide abgestumpft sind. Der Cordierit ist dem Quarz gegenüber automorph. Er enthält vielfach die bekannten gelben Höfe rings um kleine auch hier conventionell als Zirkon angesehene Kryställchen und lässt dann erkennen, dass $c = a$ ist. Er hat gerade Auslöschung, wird von basalen Sprüngen durchzogen und zersetzt sich zu sericitischen Aggregaten, innerhalb deren man rings um die Zirkone noch ganz deutlich durch dunklere Färbung die ehemaligen pleochroitischen Höfe wieder erkennt, eine Beobachtung, die ich an sehr vielen zersetzten Cordieriten auch anderer Gegenden machte. Der Andalusit ($c = a$, rosa), in Querschnitten mit diagonaler Auslöschung, ist auch hier, wie in dem eben beschriebenen Gestein mit accessorischem Sillimanit ($c = c$) parallel verwachsen. Ausser dem Biotit tritt in nicht ganz unbedeutender Menge ein weisser Glimmer auf, von dem es aber auch hier nicht feststeht, ob er ganz oder zum Theil secundär ist. Accessorisch finden sich ausser den schon erwähnten Gemengtheilen gut krystallisirter Apatit als Einschluss im Quarz, zu Leukoxen zersetztes, in langgestreckten Formen auftretendes Eisenerz, wohl Ilmenit, etwas Pyrit und vereinzelte grosse, optisch isotrope, im Dünnschliffe farblose Granatkörner. Auch grüner Spinell findet sich

in kleinen Mengen. Die Quarze der Quarzitlagen enthalten Flüssigkeitseinschlüsse in ganz normaler Menge. Sie sind offenbar gar nicht von der Contactmetamorphose beeinflusst worden.

Auf dem Wege von Strigno nach Pieve Tesino fand ich kurz vor Bieno im Bette des Torrente Luzumina grosse Granitblöcke mit zahlreichen grossen Einschlüssen von metamorphen Schiefnern. Ich untersuchte ein mitgenommenes Stück, das sich schon makroskopisch durch seine bläuliche Farbe als Cordieritgestein zu erkennen gab und zu den un-deutlich geschichteten, aber eigentlich nicht schiefrigen Hornfelsen gehört. Es ist ein echter Hornfels-Cordierit-Gneiss, wesentlich zusammengesetzt von Orthoklas, Quarz, Biotit und Cordierit. Accessorisch fand ich etwas grünen Spinell als Einschluss im Cordierit und einen isolirten Andalusitkrystall ($c = a$, rosa), Muscovit ist in kleiner Menge vorhanden, aber nicht sicher primär. Der Orthoklas enthält runde Quarzeinschlüsse (Quartz de corrosion der Franzosen) und hat genau dieselbe faserige Structur, die ich im Jahre 1890 (l. c. pag. 487—488 und 522) von dem Orthoklas mancher Contactgesteine des Monte Aviole beschrieb und damals noch nicht zu deuten wusste. Ich habe sie seitdem in zahlreichen Contactgesteinen des Adamello wieder gefunden und werde in einer demnächst erscheinenden Monographie der metamorphen klastischen Adamellogesteine den Nachweis führen, dass es sich entgegen meiner ursprünglichen Voraussetzung um mikropertithische Verwachsung handelt.¹⁾ Der Cordierit ist meist zersetzt, aber noch stellenweise erhalten und dann durch schwache Licht- und Doppelbrechung, durch seine gelben Höfe und die Thatsache, dass die gelben Strahlen der Richtung der grössten Elasticität entsprechen, bestimmbar.

Westnordwestlich von der Malga Orenna (südlich vom östlichen Ende der Granitmasse) fanden meine Freunde, die Herren Dr. E. Böse und Dr. H. Finkelstein eine mächtige vom Granit umschlossene Schieferscholle in einer Schlucht auf der linken Seite der Val Tolva und überliessen mir ein dort geschlagenes Stück zur Untersuchung. Es ist ein stark gequetschter Hornfels-Quarzlagen-Astit mit strahlenförmig, büschelig angeordnetem Andalusit ($c = a$). Ebenso verdanke ich den genannten Herren ein Stück, das sie in

¹⁾ Vergl. auch Sitzungsber. Akad. Wissensch., Berlin 1896, pag. 1046—1047.

der schmalen Schieferzone schlugen, die östlich von der Malga Orenna den Granit begleitet und noch nördlich von der grossen Bruchlinie liegt. Es weist noch eine, wenn auch undeutliche Schieferung auf und besteht wesentlich aus Lagen von Quarz und Lagen von überwiegendem Andalusit und Biotit mit reichlichem, aber untergeordnetem Cordierit. Es gehört daher zu den Quarzlagen führenden Hornfels-Cordierit-Astiten. Der Andalusit ($c = a$) ist ganz von Quarzkörnchen durchbrochen und weist eine typische Siebstructur auf. Der Cordierit, der durch seine gelben Höfe auffällt, ist reich an Biotitblättchen.

Zum Schlusse möchte ich noch bemerken, dass ich normale Phyllite und Quarzite von verschiedenen Stellen der Cima d'Astagruppe auch mikroskopisch untersuchte, und zwar aus der Umgebung von Canale S. Bovo, aus der Val di Pupille, vom Torrente Maso und aus der Gegend von Torcegno. Die meisten untersuchten Gesteine sind Quarzlagenphyllite; doch kommen auch echte Quarzite und Phyllite, phyllitische Quarzite und Feldspathphyllite vor. Alle diese Gesteine stimmen bis in die kleinsten Einzelheiten mit den phyllitischen Gesteinen der Adamellogruppe überein, die ich 1890 vom Monte Aviole beschrieb ¹⁾ und die von Frech in ganz gleicher Ausbildung auch in den karnischen Alpen als Basis des Gebirges unter den paläozoischen Schichtsystemen angetroffen wurden. Ich beschränke mich daher hier darauf, die Gemengtheile ohne Beschreibung anzuführen. Es sind: Quarz, Muscovit, Chlorit, Plagioklas, wohl auch Orthoklas, Apatit, Zirkon, Ilmenit und nicht sicher primärer Limonit. Ich hebe ausdrücklich hervor, dass von Andalusit, Cordierit, Korund und Spinell keine Spur vorhanden ist, ja dass, bisher wenigstens, nicht einmal Sillimanit oder sicherer Biotit aus ihnen bekannt ist. — Der sogenannte „Granit“ der Cima d'Asta ist ein Gestein, das überall sehr reich an Plagioklas ist und daher wenigstens zu den „Adamelliten“ Brögger's, wenn nicht gar vielleicht zu den Quarzglimmerdioriten gehört. Auch hornblendereiche, tonalitähnliche Varietäten sind vorhanden. Ich habe das Gestein nur der Kürze halber als „Granit“ aufgeführt. Eingehendere Untersuchungen, insbesondere mit der Becke'schen Methode, habe ich bisher noch nicht vornehmen können. Dass das Gestein gegen die Grenze hin und in

¹⁾ L. c. pag. 466—469 und pag. 528—535.

Apophysen vielfach glimmerärmer, also aplitischer wird, ist bereits erwähnt worden.

Fassen wir all die beschriebenen Beobachtungen zusammen, so erhellt, dass rings um den Astagranit die phyllitischen Gesteine in Primärcontact mit dem Eruptivgestein treten und bei den grossen orogenetischen Bewegungen zusammen mit ihm als eine tektonische Einheit dislocirt wurden. Die Val-suganaspalte verläuft nicht, wie Suess in seiner bahnbrechenden Arbeit annahm, zwischen dem Granit und den Phylliten, sondern zwischen den Phylliten und mesozoischen Schichten, ausnahmsweise (Orenna) zwischen diesen und dem Granit. Die phyllitischen Gesteine haben eine Contactmetamorphose erlitten und bilden rings um den Granit einen meist aus echten Hornfelsen, und zwar vorwiegend Hornfels-Astiten und Hornfels-Quarzlagen-Astiten bestehenden Contacthof. Mehr untergeordnet treten auch Hornfels-Aviolite, -Edolite, -Cordieritgneisse und -Amphibolgneisse auf. Ein Gehalt an Korund und Spinell scheint in diesen Gesteinen nicht selten zu sein.

Was die Lagerungsverhältnisse betrifft, so fallen die Schiefer auf der ganzen Südseite der Granitmasse unter den Granit ein und dienen ihm, wie bei Canale S. Bovo direct ersichtlich ist, als Basis. Auf der Nordseite aber liegen die Schiefer auf dem Granit (Caoria) und fallen im Sinne der Grenzfläche nach aussen. Da nun auch die Hauptstreckung der Granitmasse mit dem Streichen der Schiefer zusammenfällt, so ist es ungemein wahrscheinlich, dass der Cima d'Astagranit einen echten, wenn auch vielleicht im einzelnen unregelmässigen Lakkolithen darstellt, der sich allerdings nicht mehr wie die amerikanischen Lakkolithe in horizontaler Stellung befindet. Auch die Gabelung des Granites an seinem Ostende ist sehr wohl mit dieser Vorstellung vereinbar.

Hinsichtlich des Alters der Astamasse lässt sich aus den bisherigen Beobachtungen direct nur schliessen, dass das Eruptivgestein jünger als die Quarzphyllite ist und in keinem Zusammenhang mit dem Quarzporphyr steht. Es lässt sich aber direct nicht erweisen, ob es dem Paläozoicum, Mesozoicum oder dem ältesten Cänozoicum angehört. Die Verschiebung an der Val-suganalinie beweist nur, dass der Granit älter als diese posteoocäne

Verwerfung ist. Die Existenz von Porphyritgängen im Granit ist belanglos, da das Alter der Porphyrite unbekannt ist. Auch die Vertheilung und Natur der mesozoischen Sedimente lässt in keiner Weise auf ein grösseres Alter des Granites schliessen. Die einzigen Thatsachen, die für uns in Frage kommen, sind das Fehlen von Granitgeröllen in den nahe an den Granit herantretenden sogenannten Verrucanoconglomeraten und ihr Auftreten in mitteleocänen Ablagerungen des freilich ziemlich weit entfernten vicentinischen Tertiärs. Die letztere Beobachtung ist zuerst von Suess gemacht, später von Oppenheim vervollständigt und ausführlich beschrieben worden.¹⁾ Nach Oppenheim treten bei Novale, Ai Fochesatti nahe Pugnello und bei Sudiri nahe Mussolon zusammen mit Basalt-, Kalkgeschieben und Landschnecken auch Gerölle von „Granit, Syenit, Porphyr, Glimmerschiefer, Thonglimmerschiefer und rothem (Grödener?) Sandstein“ auf. Oppenheim hebt ausdrücklich hervor, dass es sich nicht um vulcanische Auswürflinge, sondern um abgerollte Geschiebe handelt und macht es sehr wahrscheinlich, dass schon im Mitteleocän nördlich von dem jetzigen Fundpunkt krystalline Erhebungen über dem Meeresspiegel bestanden hätten, von denen zusammen mit den Clausilien und anderen Landschnecken auch die krystallinischen Gerölle stammten. Die directe Herkunft von der Cima d'Asta ist weniger wahrscheinlich. Ebenso scheint mir nach der Darstellung ein Zusammenhang mit dem von Graeff und Brauns beschriebenen körnigen Gestein von Cingolina in den Euganeen ausgeschlossen. Jedenfalls steht es durch die Suess-Oppenheim'schen Beobachtungen fest, dass in dieser Gegend bereits im Mitteleocän granitisch-körnige Gesteine erstarrt und blossgelegt waren; und das macht es ungemein wahrscheinlich, dass auch der Astagranit vor dem mittleren Eocän intrudirte und erstarrte.

II. Tesobokern bei Roncegno in der Val Sugana.

Die Literatur dieser kleinen granitischen Masse ist schon bei der Besprechung der Cima d'Asta theilweise erwähnt worden. Sie ist sehr beschränkt und behandelt meist mehr die Erzlagerstätten und Mineralquellen des Gebietes als die für uns hier in Frage

¹⁾ Vergl. Oppenheim, Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges., 1890, pag. 372—373 und ebenda, 1895, pag. 62—64, 76—77, 152—153.

kommenden Verhältnisse. Da ich vor wenigen Wochen Gelegenheit hatte, ihrer Südgrenze einen flüchtigen Besuch abzustatten, so will ich hier ganz kurz einige Beobachtungen anführen. Das Eruptivgestein ist kein Syenit¹⁾, sondern überall sehr quarzreich und enthält wenig Hornblende neben bei weitem überwiegendem Biotit. Die Feldspäthe habe ich noch nicht näher untersuchen können. Ich sah in dem Gestein sowohl Schlierenknödel wie echte Einschlüsse, die makroskopisch dicht und nicht sicher bestimmbar sind, aber metamorphe Schiefer zu sein scheinen. In den Blöcken von Verrucanoconglomerat des Torrente Larganza fehlen granitische Gerölle. Das Eruptivgestein ist von Gängen porphyrischer, zum Theil quarzreicher Gesteine durchsetzt, die indessen mit den permischen Quarzporphyren der Gegend keine Aehnlichkeit haben. Gegen Westen hin fand ich unter den schlecht aufgeschlossenen, aber auf der Mojsisovicschen Karte richtig eingezeichneten krystallinen Schiefen am Gehänge einzelne Stücke mit auffälligen strahligen Aggregaten von schwarzem Turmalin, der seine Existenz vermuthlich der Granitnähe verdankt.

Es unterliegt wohl keinem Zweifel, dass der im Streichen der Astamasse gelegene kleine Kern mit dieser syngenetisch verbunden ist und vielleicht sogar unterirdisch zusammenhängt.

III. Klausen.²⁾

Die ältere Literatur über das Klausener Gebiet ist in der Abhandlung von F. Teller und C. v. John, „Geologisch-Petrographische Beiträge zur Kenntnis der dioritischen Gesteine von Klausen in Südtirol“³⁾ ausführlich und zutreffend dargestellt. Teller's geologische Schilderung und v. John's petrographische Untersuchung und Beschreibung sind so mustergiltig für ihre Zeit, wie ich auch an den von Herrn von John mir freundlichst zur Verfügung gestellten Originalschliffen constatiren konnte, dass ich mich darauf beschränken kann, nur die für die unmittelbaren Zwecke der vor-

¹⁾ So wird es in der Literatur meist genannt. Ich vermute, dass es zu den Adamelliten oder Quarzglimmerdioriten gehört.

²⁾ Von einer Besprechung der unbedeutenden, von Lechleitner beschriebenen Quarzglimmerdiorit-, Gabbro- und Noritdioritmassen der Val Sugana und des Schalderer Bachs sehe ich ab, da ihre geologischen Verhältnisse zu wenig bekannt sind.

³⁾ Jahrb. d. geol. Reichsanstalt, 1883, pag. 589—684.

liegenden Arbeit wichtigen Thatsachen hervorzuheben. Es wird Niemandem auffallen, dass ich bei ihrer Beurtheilung den veränderten theoretischen Anschauungen und dem Fortschritte der technischen Untersuchungsmittel Rechnung zu tragen bemüht gewesen bin. Hinsichtlich aller Einzelheiten aber muss ich auf die Originalarbeit verweisen.

Die massigen Gesteine von Klausen und Lüssen sind echte Tiefengesteine, die petrographisch zwischen Noriten, Quarznoriten und vorwiegenden Quarzglimmerdioriten schwanken und local in der Nähe der Abkühlungsflächen porphyrische Structur annehmen. Sie bedecken sehr unregelmässig begrenzte Theile der Erdoberfläche und treten in zwei verschiedenen Lagerungsformen der Intrusivgesteine auf, nämlich erstens als schmale Gänge (Verdings), zweitens als unregelmässig begrenzte Stücke. Die mit ihnen in Contact kommenden sedimentären Gesteine sind Phyllite, Phyllitgneisse und phyllitische Granulite ¹⁾ (sogenannter Feldstein), die einen concordanten, schon vor der Intrusion der Eruptivmassen gefalteten Schichtcomplex zusammensetzen. Die zum Theil auch bergmännisch aufgeschlossenen Grenzflächen der Eruptivmasse sind nur theilweise jünger als die Intrusion, theilweise gleichzeitig mit ihr, wenn auch vielleicht schon in älterer Zeit angelegt. Das letztere gilt insbesondere von der Hauptpalte, die nichts anderes als die westliche Fortsetzung der von E. v. Mojsisovics als Bruchlinie von Villnöss bezeichneten Dislocation ist. Sie bildet die nördliche Grenze der Eruptivmassen südlich von Pardell, an der Wolfsgrube, am Pfunderer Berge und im Vildarthal. ²⁾ Es ist nun ausserordentlich wichtig, dass aus der eingehenden Schilderung, die Teller an verschiedenen Stellen seiner Abhandlung von dieser Grenzkluff entwirft, unzweifelhaft hervorgeht, dass sie den primären Intrusivcontact zwischen den dioritischen Eruptivgesteinen und den krystallinen Schiefen darstellt. Teller sagt (l. c. pag. 625—626), dass die Grenzfläche steil steht und nur „ein Wenig in Südwesten geneigt“ ist. „In der Thalsohle selbst durchschwärmen der Grenze zunächst zahlreiche dioritische Gangtrümer den an Mineralneubildungen

¹⁾ Wie ich in einer nach Vollendung dieser Arbeit geschriebenen Mittheilung (Sitz.-Ber. Berl. Akad. 1896, pag. 1035) anführte, sind diese Gesteine besser als „glimmerarme Phyllitgneisse“ zu bezeichnen.

²⁾ Man vergleiche das Uebersichtskärtchen in der Teller-v. John'schen Arbeit.

reichen Feldstein.“ (Phyllitischer Granulit.) „Eine in ihrer Mächtigkeit rasch wechselnde Zone bunter Brecciengesteine markirt hier die Hauptganggrenze. Die verschiedenartigsten Varietäten des als Feldstein bezeichneten Grenzgesteines und Phyllite, zumeist in grossen, scharfkantigen Fragmenten, nehmen an der Zusammensetzung dieser von Dioritapophysen durchsetzten und häufig von Eruptivgesteinsmaterial verkitteten Breccie Antheil.“ Weiterhin heisst es: „Die Berührungszone zwischen Diorit und Feldstein ist an dieser Stelle durch einen besonderen Reichthum an Mineralneubildungen ausgezeichnet. Die grünlichgraue, anscheinend dichte felsitische Gesteinsabänderung der Grenzregion, die man mit Rücksicht auf ihre innige Verbindung mit dem Feldstein unmittelbar an diesen selbst anschliessen möchte, erweist sich der mikroskopischen Untersuchung zufolge als ein Aggregat von Contactmineralien.“ (Andalusit vorwaltend, ferner Korund, Spinell, Turmalin, Titaneisen, Biotit.) — Wichtig und gleichfalls für die primäre Natur des Contactes beweisend ist auch das Auftreten von vollkommen unveränderten Schiefer- und Gneiss- (Feldstein-) Fragmenten, also von den am Contacte anstehenden Felsarten, in demselben Thale, inmitten des Eruptivgesteins.

Die Villnösser Bruchlinie verwirft nun weiter im Osten sämtliche mesozoische Bildungen bis aufwärts zur Kreide; und Teller und E. v. Mojsisovics nehmen darauf hin mit Recht an, dass „die letzten Verschiebungen, die hier stattgefunden haben, nicht vor dem Ende der Kreidezeit eingetreten sein“ können. Sie glauben aber, dass die Villnösser Bruchlinie wenigstens in ihrem westlichen Theile und in ihrer ersten Anlage in einer viel früheren geologischen Epoche entstanden sei. Das mag nun sogar richtig sein; doch ist zu bemerken, dass weder in der faciellen Ausbildung der mesozoischen Gebilde nördlich und südlich des Bruches, noch in ihrer Verbreitung eine deutliche Beziehung zu diesem vorhanden ist.¹⁾ Zwar gibt v. Mojsisovics (Dolomitriffe, pag. 516) an, dass „die Villnösser Bruchlinie einen auffallenden Parallelismus mit der heutigen nördlichen Verbreitungsgrenze der triadischen und permischen Bildungen im Sextener und Pusterthale zeige.“ Er gibt aber selbst zu, „dass

¹⁾ Bei der in der That wahrscheinlich schon in sehr alter Zeit angelegten Judicarienlinie fehlt es auch nicht an heteropischen Verschiedenheiten der Sedimente auf beiden Seiten der Bruchregion.

die heutige Verbreitungsgrenze durch die Denudation bestimmt ist,“ und setzt deshalb voraus, dass die Denudationsarbeit von der ursprünglichen Ablagerungsgrenze aus ziemlich gleichmässig in südlicher Richtung vorgeschritten“ sei, was bisher in keiner Weise erwiesen ist. Wie das aber auch sei, jedenfalls ist kein Grund vorhanden, der die Annahme eines wesentlich verschiedenen Alters der in der Nähe des Eisack gelegenen westlichen und östlichen Theile unserer Bruchlinie stützt. Es könnten Altersverschiedenheiten möglich sein; doch ist es zunächst viel wahrscheinlicher, dass alle grossen Bewegungen längs so wenig von einander entfernter Theile unserer Störungslinie gleichzeitig stattfanden. Auf keinen Fall aber geht es an, für den östlich des Eisack gelegenen Theil unserer Bruchlinie ein spät- oder posteretaceisches, für den westlichen ein paläozoisches Alter anzunehmen, nur um den Klausener Eruptivgesteinen eine spätestens paläozoische Intrusionszeit zuschreiben zu können. Wer aber zugesteht, dass die letzten Bewegungen an der Villnösser Bruchlinie frühestens am Ende der Kreidezeit stattgefunden haben und es mit mir für unwahrscheinlich hält, dass von zwei wenig von einander entfernten Theilen derselben Bruchlinie, der eine sich im Palaeozoicum, der andere im Tertiär gebildet habe, der wird die Intrusionszeit der Klausener dioritischen Massen an's Ende der Kreide oder in das Caenozoicum verlegen müssen.¹⁾

Diese Schlussfolgerung widerspricht den Schlüssen der Teller-v. John'schen Arbeit, in der die „mise en place“ der Klausener Eruptivgebilde für älter als die Zeit der permischen Quarzporphyre, aber für jünger „als der Durchbruch der granitischen Massen von Brixen und der Cima d'Asta“ gehalten wird. Die Gründe für diese Auffassung sind „die tektonische Abhängigkeit der schon vor dem Durchbruche der Diorite von Klausen gefalteten Phyllit- und Gneiss-Complexe des Eisackthales von dem granitischen Gesteinswall von Brixen“, dessen Gleichalterigkeit mit der Cima d'Asta-Masse auf

¹⁾ Nach Frech (Karnische Alpen, pag. 464 u. a. a. O.) fällt die Villnösser Linie weiter im Osten mit den älteren carbonischen Dislocationen zusammen. Es haben also wahrscheinlich gleichzeitig im Osten wie im Westen in sehr verschiedenen Epochen an unserer Bruchlinie Bewegungen stattgefunden, von denen die letzten mit der Intrusion der Klausener Massen zusammenfielen.

Grund der schon citirten S u e s s'schen Darstellung¹⁾ angenommen wird. In zweiter Linie führte zu der Annahme des präpermischen Alters „der Umstand (l. c. pag. 673), dass sich in den an der Basis der Bozener Quarzporphyrdecke liegenden conglomeratischen Bildungen, welche allenthalben deutlich über das vom Diorit durchbrochene Grundgebirge transgrediren, neben Bestandtheilen der alten krystallinen Schiefer- und Gneiss-Massen nicht selten Rollblöcke von Eruptivgesteinen finden, welche petrographisch vollkommen mit den dioritischen Gesteinen von Klausen übereinstimmen“. — Berücksichtigt man, dass in der Zeit, als diese Worte geschrieben wurden, der Brixener Tonalit ganz allgemein für azoisch gehalten wurde und dass Contactphänomene an dem nördlichen, damals gleichfalls für azoisch gehaltenen Tonalitkerne des eigentlichen Adamello nicht sicher bekannt waren, während wir im Verlaufe der vorliegenden Arbeit sahen, dass seine Intrusionszeit allerfrühestens der obersten Trias angehört, so wird man sich über den jetzt offenkundigen Widerspruch zwischen den beiden Argumenten nicht wundern. Sie sind aber ausserdem noch, wie gleich gezeigt werden soll, überhaupt nicht für unsere Zwecke verwendbar. Erstens sahen wir nämlich schon bei der Betrachtung des Adamello, dass eine intrudirende mächtige Tiefengesteinsmasse, wie die des Meraner Tonalites z. B., sehr wohl im Stande ist, einen bereits gefalteten Schichtcomplex in tektonische Abhängigkeit von sich zu bringen, dass man also nicht ohne Weiteres annehmen darf, der Klausener Kern sei jünger als der Meraner. Zweitens aber ist die petrographische Aehnlichkeit der erwähnten Rollstücke kein zuverlässiger Beweisgrund für die wirkliche Identität der verglichenen Gesteinsarten. Die Gerölle können sehr gut von älteren centralalpinen Eruptivgesteinen stammen.²⁾ Thatsächlich ist diese Identität auch niemals von Teller und v. J o h n mit absoluter Sicherheit behauptet worden. Es ist meine Pflicht, bei dieser Gelegenheit mitzutheilen, dass Herr C. v. J o h n mir auf eine Anfrage in einem Briefe vom 30. März 1896 das Folgende

¹⁾ Aequivalente des Rothliegenden in den Südalpen.

²⁾ Im Folgenden wird z. B. gezeigt werden, dass einzelne der dem periadriatischen Senkungsgebiete benachbarten Schweizer Granite (Pontresina) als Gerölle im sogenannten Verrucano auftreten. Das Gleiche ist für Tiroler Centralmassen möglich. — M i l c h (Beiträge zur Kenntnis des Verrucano, II, 1896, pag. 45 u. f.) beschreibt zahlreiche Protogingerölle im nordschweizerischen „Verrucano“.

schrrieb: „Was endlich die von Teller und mir auf pag. 673 angenommene Uebereinstimmung dioritischer Rollstücke in dem Conglomerate der Basis des Quarzporphyres mit den Klausener Eruptivgesteinen betrifft, so ist diese allerdings sehr auffallend, aber wie Sie aus der Fassung „wahrscheinlich“ entnehmen können, auch damals schon für uns als kein vollgiltiger Beweis für ein bestimmtes Alter der Eruption angesehen worden. Mit der Aenderung der Anschauungen über das Alter der benachbarten Granite müssen selbstverständlich unsere rein theoretischen Folgerungen, die den damaligen Ansichten entsprachen, eine entsprechende Modification erfahren. Sind die Brixener Granite eine Intrusion der Triaszeit, so können selbstverständlich unsere Anschauungen über das höhere Alter der Klausener Eruptivgesteine nicht mehr aufrecht erhalten werden.“

Aus dem Angeführten dürfte also unzweifelhaft hervorgehen, dass es bei dem heutigen Stande unserer Kenntnisse zwar nicht absolut sicher, aber doch am wahrscheinlichsten ist, dass die Klausener Eruptivgebilde am Ende der Kreide-Epoche oder gar erst im Tertiär intrudirten.

Die unregelmässige Begrenzung der Klausener Stöcke erklärt sich wahrscheinlich daraus, dass die Dislocationen, welche die Klausener und die weiter östlich gelegenen Gegenden betrafen, ihre erste Anlage zum Theil bereits lange vor der Intrusion erhielten.

Wir haben im Vorübergehenden gesehen, dass die Klausener Eruptivgebilde echte Tiefengesteinsstöcke sind. Ihre Contactbildungen hatten aber zur Zeit ihrer Beschreibung durch Teller und v. John viele damals neu und seltsam erscheinende Charaktere, so dass die hochverdienten Verfasser der Klausener Monographie sich mit Recht scheuten, sie ohne Weiteres mit den Contacthöfen anderer Gegenden zu vergleichen. Da es mir indessen gelungen ist, Dank der Verfeinerung der mikroskopischen Untersuchungsmethoden noch einige neue Bestimmungen an dem Klausener Material durchzuführen, und da ausserdem der Vergleich mit den Bildungen anderer erst jetzt genauer untersuchter Tiefengesteinscontacthöfe zu einigen interessanten Ergebnissen geführt hat, so möge die folgende petrographische Abschweifung gestattet sein. Ich spreche auch an dieser Stelle Herrn v. John meinen besten Dank für die Ueberlassung vieler Originalschliffe aus und hebe besonders hervor, dass die petrographische Beschreibung v. John's geradezu als Muster klarer, objectiver

Darstellung dienen kann. Die Citate im Folgenden beziehen sich immer auf die bereits angeführte Arbeit.

Die auf pag. 596—597 geologisch, auf pag. 656—660¹⁾ petrographisch beschriebenen „schwarzen Knollen im lamellaren Gneiss an der Basis des Diorits von Seeben“ sind auf pag. 596 als „Züge eines dichten, schwarzen glimmerigen Schiefergesteines“ bezeichnet, die innerhalb eines Systemes von gebänderten gneissartigen Gesteinen sich bald vollkommen auskeilen, bald lenticulär anschwellen. Sie bestehen nach v. John wesentlich aus Spinell und zwei farblosen Mineralien, von denen das eine in zu Büscheln angeordneten prismatischen Nadelchen auftritt und seiner vorgeschrittenen Zersetzung wegen nicht sicher bestimmt wurde, von dem aber ganz richtig hervorgehoben wird, dass es mit Andalusit Aehnlichkeit hat (pag. 658). Ich möchte es aber dennoch für Sillimanit halten, da ich an einigen der Nadeln bestimmen konnte, dass die Längsrichtung der Richtung der kleinsten optischen Elasticität entspricht ($e = c$). Ein zweites farbloses Mineral möchte ich schon aus Analogie zu den im Folgenden näher zu beschreibenden Gesteinen, sowie auf Grund des schon von C. v. John hervorgehobenen, nach der Analyse vorhandenen hohen Kaligehaltes für Orthoklas halten. Die Höhe der Interferenzfarben scheint mir dieser Deutung nicht zu widersprechen, obwohl ich gern zugebe, dass in den vorhandenen mir sämmtlich zur Verfügung gestellten Schlifften eine genauere Bestimmung der optischen Charaktere nicht möglich ist. Es ist mir nicht unwahrscheinlich, dass ein weiterer Theil der farblosen Durchschnitte dem Cordierit angehören könnte, den ich in anderen Gesteinen derselben Gegend nachweisen konnte. Doch ist das für diesen speciellen Fall nur vermuthungsweise auszusprechen. Ausser den angeführten Mineralien treten nach v. John accessorisch Korund, etwas Ilmenit, Biotit, wenig Rutil und Zirkon auf. Der Biotit bildet Höfe um den Ilmenit, die den von mir²⁾ beschriebenen Höfen der Ilmenitfruchtschiefer des Mojadorites sehr ähnlich sind. Bei dem Vorwiegen des Spinells, der nach v. John's Untersuchung Pleonast ist und bei der schiefrigen Structur der Knollen möchte ich das Gestein als einen schiefrigen Spinellhornfels bezeichnen. Sollte sich indessen bei

¹⁾ Vergl. auch Taf. XVI, Fig. 3.

²⁾ Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1890, pag. 471 u. 537. Vergl. auch C. Riva. Atti Soc. it. Sc. nat., 1896, pag. 151 u. 155.

der Untersuchung von neuem Material herausstellen, dass Orthoklas und Cordierit eine bedeutendere Rolle spielen als sich bis jetzt nachweisen lässt, so würde das Gestein zu den in nicht grosser Entfernung davon auftretenden Hornfels-Spinell-Seebeniten¹⁾ gehören. Bemerken möchte ich bei dieser Gelegenheit, dass seine chemische Zusammensetzung der des von mir analysirten Cordierithornfels vom Monte Aviolo²⁾ ausserordentlich ähnlich ist und sich eigentlich nur durch etwas geringeren MgO - und entsprechend grösseren K_2O -Gehalt unterscheidet. Diese Differenz erklärt sich aber sehr gut durch die Feldspatharmuth des Aviologesteines und seinen Reichthum an Cordierit, sowie durch die für das Klausener Gestein wahrscheinlich gemachte Antheilnahme einer nicht unbeträchtlichen Orthoklasmenge.

Das „Gestein vom Contact der Südgrenze des Diorits von Seeben mit den vorgelagerten Gneissbänken an dem nach Pardell führenden Fahrwege“ (pag. 594, 660—662, Taf. XVI, Fig. 2) scheint eine nicht ganz unbedeutende Mächtigkeit zu haben. Es heisst von ihm (pag. 594): „An dem leider nur unvollständig entblössten Contact von Gneiss und Diorit liegt ein eigenthümliches, dunkel bläulich-schwarzes, im frischen Bruche durch schimmernde, rissige Spaltflächen ausgezeichnetes Gestein, das im Niveau des Fahrweges in ungefähr 1 Meter Breite blossliegt. Es schliesst sich eng an die steil aufsteigende Eruptivgesteinsgrenze an, gegen die vorgelagerten Gneissmassen erscheint es jedoch nirgends schärfer abgegrenzt.“ Dies Gestein wird nach C. v. John wesentlich von zwei farblosen Mineralien und Pleonastkörnechen gebildet, zu denen sich accessorisch Titaneisen, etwas Korund, wenig Biotit, Turmalin und Eisenglanz, sowie ein nicht näher bestimmtes lichtgrünlichgelbes Mineral gesellen. Von dem ersten der farblosen Mineralien stellte v. John fest, dass es „an zersetzten Stellen schwach gelblichgrün gefärbt ist, im Schlicke in rechteckigen, häufig nahezu quadratischen Durchschnitten erscheint, optisch zweiachsig ist, dass die Axenebene stets parallel den Rechteckkanten geht und dass demgemäss auch die Auslöschung stets den Kanten parallel verläuft. Er folgerte daraus schon, dass das Mineral wahrscheinlich rhombisch sei, und da die

¹⁾ Vergl. pag. 42 dieser Arbeit.

²⁾ Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1890, pag. 502.

Analyse des von den meisten accessorischen Gemengtheilen und dem Spinell befreiten Gesteines einen hohen Thonerdegehalt ergab, so nahm er an, dass es ein rhombisches Thonerdemineral sei. Das zweite farblose Mineral umschliesst nicht selten zu Reihen angeordnete Rechtecke und Quadrate des ersten. Es wird von ihm angegeben, dass es wasserhell ist, schwache Polarisationsfarben aufweist und wahrscheinlich mit dem schon erwähnten nicht näher bestimmten farblosen Minerale aus den spinellreichen Einlagerungen im lamellaren Gneiss des Seebenkammes identisch sein dürfte. Es enthält weniger Einschlüsse als das erste farblose Mineral. „Durch die grösseren, wellig umrandeten Durchschnitte setzen parallele Sprünge durch, die wahrscheinlich einer Spaltungsrichtung entsprechen. Sie zeigen eine gegen diese Sprünge meist schwach geneigte Auslöschung (bis 20°). Mit der Condensorlinse liess sich nachweisen, dass das Mineral optisch zweiaxig ist.“ Die chemische Untersuchung eines aus den beiden farblosen Gemengtheilen bestehenden Gesteinsrestes ergab:

SiO_2 44·43 %, Al_2O_3 31·21 %, FeO 13·26, MgO 3·98, K_2O 2·79,
Glühverlust 3·65, Na_2O 1·08, Summa 100·40 %.

Ich untersuchte die mir zur Verfügung gestellten drei Schliche genau und kam zu dem Resultat, dass das erste Mineral Cordierit, das zweite Orthoklas ist. Die Gründe dafür sind die folgenden: Beide Mineralien haben geringe Doppelbrechung. Die Interferenzfarben des ersten gehen in den nicht sehr dünnen Schlicfen nur bis zum Gelb erster Ordnung, die des zweiten bleiben in den grauen und bläulichen Tönen derselben Ordnung. Dabei ist die Lichtbrechung beider recht gering, die des zweiten aber, wie sich mit Hilfe der Irisblende leicht feststellen lässt, noch wesentlich geringer als die des ersten. Alle deutlich in die Länge gezogenen rechteckigen Durchschnitte des ersten Mineralen haben die optische Axenebene parallel der grösseren Längserstreckung, und zwar entspricht diese stets der Richtung der grösseren optischen Elasticität. Wo die Zersetzung die Durchschnitte noch nicht völlig ergriffen hat, da folgt sie Spalten, die gleichfalls parallel den längeren Kanten der Rechtecke verlaufen. Dabei sind seine Zersetzungsproducte meist feinfaserig, sericitisch und enthalten stellenweise rings um kleine, wahrscheinlich zum Zirkon gehörige Kryställchen dunklere Höfe, wie sie

bei der Zersetzung des Cordierits aus den bekannten pleochroitischen gelben Höfen hervorzugehen pflegen. Da nun ausserdem die vorher wiedergegebene Analyse v. John's einen relativ grossen Gehalt an MgO und Al_2O_3 aufweist, so ist an der Cordieritnatur des ersten Mineralen nicht zu zweifeln. Nun ist aber die Zahl der eine wesentlich geringere Lichtbrechung als der Cordierit aufweisenden Mineralien eine so kleine, dass die Wahl unter ihnen, noch dazu bei Benützung des Resultates der chemischen Analysen, wesentlich erleichtert ist. Sie kann bei dem hohen Gehalt an Alkalien, unter denen das Kali stark überwiegt, nur auf Orthoklas fallen, zu dem auch alle bereits angeführten optischen Charaktere sehr gut stimmen. Ausserdem aber machte ich die folgenden gleichfalls für Orthoklas sprechenden Beobachtungen. Es sind zwei Spaltbarkeiten vorhanden, von denen keine sehr vollkommen ist oder die andere an Vollkommenheit wesentlich überträfe. Offenbar ist auch in Schnitten, die nicht parallel einer der beiden Spaltbarkeiten geführt sind, bald die eine, bald die andere ausgebildet. Ich unterschied nun die Schnitte mit zwei gleichzeitig vorhandenen Spaltbarkeiten von denen mit nur einer und fand unter den ersteren mehrere Schnitte, in denen die beiden Spaltrissysteme Winkel von $65-70^\circ$ miteinander bilden, zwei, in denen sie ungefähr rechtwinklig zu einander stehen. Offenbar gehören die letzteren der orthodiagonalen Zone an, während die ersteren schief zu ihr geschnitten sind. Und thatsächlich beobachtete ich in den beiden Schnitten mit fast rechtwinkliger Spaltbarkeit fast parallele Auslöschung gegenüber der Spaltbarkeit, in den anderen zum Theil aber Auslöschungsschiefen, wie sie für Orthoklas in wenig von (010) abweichenden Schnitten charakteristisch sind. Dabei konnte ich in einem der beiden orthodiagonalen Schnitte die Lage der optischen Axenebene bestimmen und fand sie parallel der Richtung der kleineren optischen Elasticität und der besseren Spaltbarkeit. Das entspricht aber genau den Verhältnissen eines ungefähr parallel (100) geführten Schnittes der gewöhnlichen Orthoklas, in denen die Axenebene normal zur Symmetrieebene liegt. In mehreren Schnitten mit schiefwinkligen Spaltrissystemen fand ich die Axenebene parallel der Richtung der grösseren optischen Elasticität, was beweist, dass die Normalen der Schnitte näher an der stumpfen als an der spitzen Bisectrix liegen, da ja der Orthoklas optisch negativ ist. Das aber steht im besten Einklang zu den

schon angeführten Beobachtungen über die Auslöschungsschiefe. Viel häufiger sind Schnitte, in denen nur eine Spaltbarkeit vorhanden ist, und unter diesen ist es natürlich sehr schwierig, sich zu orientiren. Doch constatirte ich in vier Schnitten mit beträchtlichen Auslöschungsschiefen gegenüber den deshalb von mir als vermuthlich murchisonitisch angesehenen Spalten, dass die Axenebene parallel der Richtung der grösseren Elasticität liegt und normal zu den Spalten verläuft, wie das mehr nach (010) als nach (100) geführte, nur murchisonitische Spaltrisse aufweisende Schnitte zeigen müssen, wofern die Axenebene normal zur Symmetrieebene liegt. Die Vergleichung der Lage der Axenebene mit den Spaltrichtungen, sowie die Bestimmung der relativen Werte der optischen Elasticität in Schnitten mit geringen Auslöschungsschiefen und nur einer Spaltbarkeit ergaben mir keine verwertbaren Resultate. Dennoch glaube ich, dass die beschriebenen Beobachtungen, so unvollkommen sie natürlich bei dem Mangel an krystallographischer Begrenzung der Individuen sind und so viel Zweifelhafte, wie ihnen bei der ja keineswegs constanten Lage der Axenebene und der mässigen Constanz und Vollkommenheit der Spaltbarkeiten im Orthoklas anhaftet, dennoch im Verein mit den schon angeführten Thatsachen genügen, um die Orthoklasnatur des fraglichen Mineralen zu beweisen. Sicherere Daten könnte man durch mikrochemische Untersuchungen, beziehungsweise durch Pleochroitismachen des Cordierits gewinnen; doch konnte ich das mit den nicht mir gehörigen Schliffen nicht thun.

Die makroskopisch sichtbaren Spaltflächen sind offenbar die Spaltflächen des Orthoklases. Mikroskopisch erkennt man, dass sie oft ganz und gar von einem lichtgelblichgrünen Chlorit erfüllt sind, der also scheinbar das Umwandlungsproduct des Orthoklases darstellt. Es handelt sich dabei aber offenbar um einen Austausch der durch Zersetzung des Cordierits und des Orthoklases frei werdenden Bestandtheile. — Zum Schlusse möchte ich noch bemerken, dass ich auch ganz vereinzelt Durchschnitte von Plagioklas sah, die gleichzeitig nach dem Albit- und dem Periklingesetz verzwillingt sind.

Aus diesen Auseinandersetzungen geht hervor, dass das untersuchte Gestein ein Orthoklas-Cordierit-Spinell-Gestein oder ein nicht schiefriger Hornfels-Spinell-Seebenit ist. Seine chemische Zusammensetzung dürfte, soweit man das nach der vorliegenden Partialanalyse beurtheilen kann, sehr gut mit der der vorher be-

schriebenen sogenannten „Spinellhornfelse“ übereinstimmen; und auch das ist ein Grund mehr, weswegen man in diesem letzteren das Vorhandensein grösserer Orthoklas- und Cordieritmengen voraussetzen und sie somit gleichfalls zu den Hornfels-Spinell-Seebeniten rechnen kann.

Das Contactgestein von der „Dioritgrenze im unteren Vildarthal oberhalb der Einmündung des Weissbachls“, das schon bei der Besprechung der primären Natur des nördlichen Contactes unserer Eruptivmassen erwähnt wurde¹⁾, ist von C. v. John sehr gut beschrieben. Es besteht wesentlich aus Andalusit ($c = a$) und zersetzten sericitischen Massen, die zum grössten Theil, wenn nicht ganz von Andalusit herrühren dürften, obwohl es nicht ganz auszuschliessen ist, dass ähnlich zersetzter Cordierit Antheil daran habe. Der nächst dem häufigste Gemengtheil ist Korund, der von C. v. John isolirt und sicher bestimmt wurde, und wie gleichfalls in der John'schen Beschreibung angedeutet ist, oft die äussere Umrandung von Ilmenitkörnern bildet. Dieser letztere, sowie Spinell, Biotit und Turmalin sind nur accessorisch. Das Gestein ist demnach ein vielleicht etwas cordieritführender, nicht schiefriger, korundreicher Andalusithornfels.

Das Gestein von der „Südwestgrenze der Dioritmasse im hinteren Vildarthal“²⁾ besteht aus abwechselnden, „in zierliche Zickzackfalten zusammengelegten“ hellen Lagen eines „undeutlich körnigen Gemenges von Quarz, Feldspath und Biotit“ und dunklen spinellreichen Lagen. Accessorisch treten Turmalin, Ilmenit, Granat und Zirkon auf. Die Spinellkörnchen sind in ein grünliches, glimmeriges Zersetzungsproduct eingestreut, dessen Ursprung nicht sicher bekannt ist, von dem ich aber nach Analogie mit den bereits beschriebenen Gesteinen vermuthen möchte, dass es von Cordierit her stammt. Wie das aber auch sei, jedenfalls hat man es hier mit einem Gneiss zu thun, in dem einzelne, einer grösseren Umwandlung fähige dünne Lagen in das spinellreiche Gestein umgewandelt wurden, während die Hauptmasse unverändert blieb. Ich will das ganze Gestein deshalb im Sinne der hier vorgeschlagenen Nomenclatur als Contact-spinellgneiss bezeichnen.

¹⁾ Vergl. pag. 105—106 dieser und pag. 626 u. 662 der v. John'schen Arbeit.

²⁾ L. c. pag. 629, 663—664.

Die „dunklen Schlieren im Diorit von Seeben (aus den felsigen Entblössungen nördlich vom Gipfel)“¹⁾ kann ich aus weiterhin angeführten Gründen nicht für Schlieren oder concretionäre Bildungen halten, sondern nehme sie als umgewandelte Schieferfragmente in Anspruch. Zwei der mir zur Verfügung gestellten drei Schliffe bestehen wesentlich aus Andalusit ($c = a$, roth), sowohl in grösseren Krystallen wie in zu Büscheln angesammelten sillimanitähnlichen Nadeln, die sich aber gleichfalls durch die Orientirung der Richtung der grössten Elasticität als Andalusit erweisen. Die v. John'sche Beschreibung stimmt vortrefflich. Besonders interessant sind die ganz zutreffend beschriebenen, aber merkwürdigerweise, soweit mir bekannt, niemals in der Literatur citirten Glaseinschlüsse, auf die ich später noch zurückkommen werde. In dem dritten Schliffe ist farbloser, schwach licht- und doppelbrechender Cordierit sehr reichlich vorhanden, der übrigens auch in den beiden anderen Schliffen in kleiner Menge vorkommt. Wo er gut krystallisirt ist, entspricht die Längsrichtung der Rechtecke der Richtung der grösseren Elasticität und der optischen Axenebene. Auch etwas Orthoklas, dessen Lichtbrechung erheblich unter der des Canada-balsams befunden wurde, tritt auf. Accessorisch finden sich ausserdem noch Spinell, Ilmenit, Korund, Biotit, Zirkon. Das nicht schiefrige Gestein schwankt demnach zwischen Andalusithornfels und Cordierit-Andalusithornfels.

Die „mineralreichen, sphäroidischen Concretionen im Norit der Wolfsgrube, Noritgang III“²⁾, sind im Sinne der hier gebrauchten Nomenclatur korund- und andalusitreiche Hornfels-Seebenite. Denn die wesentlichen Gemengtheile sind Orthoklas, der die Hauptmasse des Ganzen bildet, und in einem Schliffe sehr reichlicher, im zweiten mir zur Verfügung gestellten Schliffe spärlicher Cordierit. Dieser ist entweder noch erhalten, oder er zersetzt sich zum Theil zu compacten, serpentinähnlichen, aber schwach doppelbrechenden, fast isotropen, zum Theil zu feinfaserigen sericitischen Massen. Accessorisch treten auch auf Andalusit ($c = a$), oft von wurmartigen Quarzinterpositionen durchdrungen, Sillimanit ($c = c$), Korund, in dem ich ausser den schon von C. v. John angegebenen Charakteren

¹⁾ Pag. 597—598 und 664—665, Taf. XVI, Fig. 1.

²⁾ L. c. pag. 618 und 665—667, Taf. XVI, 5.

noch bestimmte, dass $c = \alpha$ und E hellblau, O dunkelblau sind, Ilmenit, Spinell, Biotit, Granat.

Die „Spinellanhäufungen mit Fluctuationsstructur im Norit von Oberhofer-Rothbach“¹⁾ und die vollständig analogen „Spinellanhäufungen mit Fluctuationsstructur im Norit der Wolfsgrube“²⁾ halte ich für unvollständig vom Eruptivgestein eingeschmolzene Einschlüsse. Bemerken möchte ich, dass ich in dem Schliffe des letztgenannten Fundortes auch Korund (E ganz schwachblau bis farblos, O intensiv blau) in ziemlicher Menge sah. Sowohl der Korund wie der Spinell und der hier gleichfalls als Contactmineral aufzufassende Ilmenit, der zum Theil mit dem Korund parallel verwachsen ist, finden sich als Einschlüsse besonders gern in den Feldspathen, viel weniger in den Biotiten des Eruptivgesteins. Die Hypersthenkrystalle sind meist, aber nicht immer frei davon. Es ist das insofern interessant, als es, wenn meine Auffassung dieser Gebilde richtig ist, zu der Annahme führt, dass die Einschmelzung der Einschlüsse erst während des Endes der Krystallisationszeit der Hypersthene begonnen haben kann.

In einem anderen, mir freundlichst zur Verfügung gestellten Schliffe, der in dem petrographischen Theile nicht näher beschrieben ist und die Bezeichnung trägt „Thinnebach, Norit mit Spinell“ constatirte ich das Vorhandensein von Korund (O blau, E hellblau bis farblos), Ilmenit und viel Spinell in einer feinfaserigen, ganz zersetzten, gegen den Norit aber scharf abgegrenzten Masse, die vielleicht ursprünglich aus Cordierit oder Andalusit bestand. Hier ist die Deutung des Gebildes als Einschluss durch die scharfe Abgrenzung deutlich nachgewiesen.

Ausser den bisher angeführten Gesteinen konnte ich einen Schliff untersuchen, der die Bezeichnung trägt „Vildarthal, Einschluss im Quarzglimmerdiorit“ und mir nur in dem geologischen Texte (pag. 627) kurz erwähnt zu sein scheint. Es heisst dort: „Die dunkle, dichte, etwa handtellergrosse Gesteinsmasse erwies sich im Schliffe im wesentlichen als eine Anhäufung von Pleonastkörnchen, zu denen sich hie und da isolirte oder divergentstrahlig gruppirte dichroitische Nadelchen, wahrscheinlich Turmalin, gesellen. Eine schmale, aus wohlindividualisirten Feldpathkryställchen bestehende

¹⁾ Pag. 619, 633, 667, Taf. XVI, 4.

²⁾ Pag. 619, 668.

Zone (Ortho- und Plagioklas) scheidet den dunkleren pleonastreichen Kern von der dioritischen Umhüllung. Auffällig ist es, dass sich die Feldspathe der Randzone sowohl durch geringe Grösse der Individuen, wie auch durch ihre Frische so scharf von jenen des Eruptivmagmas abheben. Ob man es hier mit einer zufälligen Differenzierung im Magma zur Zeit der Entstehung dieser Mineralausscheidung, oder mit Resten der Bestandtheile eines materiell veränderten, echten Einschlusses zu thun hat, musste vorläufig unentschieden bleiben.“ Ich kann dieser den geologischen Befund sehr zutreffend wiedergebenden Schilderung nur hinzufügen, dass in dem von mir untersuchten Schlicke ausser dem Plagioklas und Spinell auch noch Cordierit in wohlbegrenzten, häufig rechteckigen Schnitten, die sich eben erst zu zersetzen anfangen, wesentlich an der Zusammensetzung des Gesteines Antheil nimmt. Accessorisch sah ich ganz wenig Korund und Ilmenit in lang gestreckten und häufig von deutlich abgegrenzten Höfen von Spinellkörnechen umgebenen Durchschnitten. Das schon von Teller und v. John erwähnte pleochroitische Mineral hat nicht, wie der Turmalin, parallel der Längserstreckung die Richtung der grössten, sondern gerade die der kleinsten optischen Elasticität. Dabei hat ein Theil der Nadeln gerade, ein Theil schiefe Auslöschung. Die normal zur Längserstreckung der Krystalle schwingenden Strahlen sind hellblau, während die parallel zu ihr schwingenden Strahlen farblos erscheinen. Danach ist Turmalin ausgeschlossen; eher könnte es sich um eine monokline Hornblende handeln. Wie das aber auch sei, jedenfalls gehört das Gestein im Sinne der hier angewendeten Nomenclatur zweifellos zu den Hornfels-Spinell-Seebeniten. Ich halte es ebenso wie die schon beschriebenen anderen concretionsähnlichen Gebilde in den Eruptivgesteinen von Klausen für einen echten Einschluss.

Endlich habe ich noch zu erwähnen, dass ein anderer in der Teller-v. John'schen Arbeit wohl nicht näher beschriebener Schlicke „Seeben. Einlagerung im Gneiss“ und zwei andere Schlicke, die von einem „Einschluss im Diorit von Seeben“ herrühren, aus typischen „Hornfels-Seebeniten“ bestehen, indem in allen die Hauptgemengtheile Cordierit und Feldspath sind, und zwar anscheinend wohl eher Orthoklas als Plagioklas. In dem erstgenannten Vorkommnis finden sich ausser ihnen noch Ilmenit und mit dem Feldspath schriftgranitisch verbundener Quarz. Der Cordierit ist im Con-

tact mit dem Quarz gern automorph begrenzt. Das zweite Vorkommnis ist ein echter, wie der eine Schliiff zeigt, scharf von dem Eruptivgestein abgegrenzter Einschluss. Ausser den beiden Hauptgemengtheilen sind noch vorhanden etwas Plagioklas, Ilmenit, Spinell, Sillimanit ($c = c$). Der Cordierit zersetzt sich zu eigenthümlichen Massen, die aus compacten Körnern bestehen, grün gefärbt und dem Serpentin ähnlich, stets anisotrop, aber in vielen Schnitten nur sehr schwach doppelbrechend sind. Der Einschluss hat noch deutliche Parallelstructur und verräth auch dadurch seine Abstammung von präexistirenden Schieferen.

Fassen wir die beschriebenen Thatsachen zusammen, so erhellt, dass sich im Contacte mit den Eruptivmassen von Klausen und als Einschlüsse in ihnen ausser wenig oder gar nicht veränderten phyllitischen, gneissigen und granulitischen (Feldstein) Felsarten auch eigenthümliche Gesteine finden, die überwiegend zwischen den echten Hornfels-Seebeniten und den Hornfels-Spinell-Seebeniten schwanken. Mehr vereinzelt treten feldspathfreie Andalusitgesteine auf, wie z. B. die auf pag. 116 dieser Arbeit beschriebenen Einschlüsse aus dem Diorit von Seeben, die zwischen Andalusithornfels und Cordierit-Andalusit-Hornfels schwanken. Korund und Ilmenit sind in all diesen Gesteinen weit verbreitete und wichtige Gemengtheile. Teller und v. John möchten in diesen eigenthümlichen Gebilden nicht umgewandelte präexistirende Schichtgesteine, sondern eher unter besonderen Verhältnissen entstandene Ablagerungen auf Spaltenräumen, beziehungsweise concretionäre primäre Ausscheidungen in den Eruptivgesteinen sehen. Sie selbst heben richtig hervor, dass die nachweislichen metamorphischen Veränderungen sich wesentlich auf Umwandlung der phyllitischen Zwischenstraten zwischen den Glimmerschiefer-, Gneiss- und Granulit-Lagen beschränken.

Es ist nun gewiss nicht zu leugnen, dass zur Zeit, als die ausgezeichnete Arbeit Teller's und v. John's erschien, die von ihren Autoren gegebene Deutung der eigenthümlichen Contactgebilde sehr viel für sich hatte, um so mehr, als ähnliche Bildungen damals so gut wie gar nicht bekannt waren. In den dreizehn Jahren seit dem Erscheinen dieser Arbeit haben sich aber unsere Kenntnisse der Contactmetamorphose in vielen Punkten wesentlich erweitert; und insbesondere sind aus verschiedenen Contactgebieten ganz ähnliche Mineralcombinationen und unter ganz analogen Verhältnissen aufge-

funden worden. Ich beziehe mich dabei in erster Linie auf die von mir selbst untersuchten Einschlüsse im Tonalit des Monte Aviolo und den in dieser Arbeit (pag. 96) erwähnten Einschluss im Granit der Cima d'Asta auf dem rechten Ufer des Torrente Maso. Am Monte Aviolo¹⁾ finden sich im Tonalit zum Theil scharf begrenzte eckige, zum Theil mehr allmählich in das Eruptivgestein übergehende, abgerundete Einschlüsse von Hornfels, der theils überwiegend aus Cordierit besteht, theils vorwiegend von Cordierit und Plagioklas gebildet wird, aber auch vielfach Biotit enthält, so dass das Gestein zwischen Cordierithornfels, Hornfels-Seebenit und Hornfels-Biotit-Seebenit (= Hornfels-Plagioklas-Aviolit) schwankt. Auch diese Einschlüsse sind auffällig reich an grünem Spinell, Korund, Ilmenit und Sillimanit. Bei ihnen ist der Nachweis ihrer Einschlussnatur vollständig gesichert, da sie in allen wesentlichen Charakteren sehr gut mit dem neben dem Contact in einer Mächtigkeit von über hundert Metern anstehenden Nebengestein übereinstimmen und sich wesentlich nur durch die grössere Menge des Spinells, sowie durch das Vorhandensein des in dem Nebengestein nicht beobachteten Korundes auszeichnen. Korund findet sich aber in dem jetzt unzweifelhaft als Apophyse des Aviolotonalites erkannten kleinen Moja-Quarzglimmerdioritstocke in vereinzelt Lagen der metamorphen Quarzphyllite (l. c. pag. 473). — Bemerkenswert ist auch die chemische Aehnlichkeit der cordieritreichen Hornfelse des Aviolo mit dem Hornfels-Spinell-Seebenit von Seeben.

In der Cima d'Asta-Gruppe tritt, wie auf pag. 96 dieser Arbeit beschrieben, am rechten Ufer des Torrente Maso in unmittelbarer Nähe des Contactes in dem Granit ein Einschluss von Hornfels-Korund-Edolit auf. Das überwiegend aus Plagioklas, Biotit und Korund gebildete Gestein enthält accessorisch grünen Spinell und Sillimanit. Auch die Einschlüsse im Astagranit der Gegend von Bieno haben den Seebeniten verwandte mineralogische Zusammensetzung. Sie sind, wie wir sahen, Hornfelscordieritgneisse, bestehen wesentlich aus Orthoklas, Quarz, Biotit und Cordierit und führen accessorisch grünen Spinell, sowie etwas Andalusit. Sie besitzen noch eine undeutliche Schichtung, sind scharf gegen das Eruptivgestein abgegrenzt und schon dadurch als unzweifelhafte Einschlüsse charakterisirt.

¹⁾ Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1890, pag. 492—93.

Auch in zahlreichen anderen Contactgesteinen der Cima d'Asta, und zwar in unzweifelhaften Gliedern der umgewandelten Schieferformation wurden Ilmenit, Korund, Sillimanit, Andalusit und grüner Spinell als Contactmineralien angetroffen. Weiterhin in dieser Arbeit wird von Baveno (Lago Maggiore) aus dem Contacte des Granites ein Korund-führender Hornfels-Cordierit-Edolit (= Hornfels-Biotit-Seebenit) als normales Umwandlungsproduct krystalliner Schiefer beschrieben werden. Auch in den gleichfalls weiterhin beschriebenen Eruptivgesteinen der Val Sassina (östlich vom Comer-See) treten in dem Seitenthal, Val Biandino, scharf abgegrenzte Einschlüsse auf, die in einer feinfaserig zersetzten Masse Zusammenhäufungen von grünem Spinell enthalten. Die feinfaserige Masse rührt, wie weiter unten ausführlicher gezeigt werden wird, wahrscheinlich von zersetztem Cordierit her. Das Eruptivgestein hat die grösste Aehnlichkeit mit dem Klausener sogenannten Diorit. Es schwankt wesentlich zwischen Quarzglimmerdioriten und Tonaliten auf der einen, Quarzporphyren auf der anderen Seite. Die Analogie ist also eine vollkommene.

Auch in den schönen Eruptivgesteinen von Le Prese im oberen Veltlin, über die weiterhin kurz gesprochen werden soll, tritt eine ganz ähnliche Mineralcombination auf, wie wir durch G. Linck wissen.¹⁾ In einem Gabbro, der secundäre Hornblende enthält, finden sich dort grössere, zusammenhängende Massen, die wesentlich von Hercynit, daneben aber von Plagioklas (Ab_2An_6), Sillimanit, Biotit, Magnetkies und Korund gebildet werden. Ueber ihren Ursprung ist nichts Sicheres bekannt. Wenn auch das Auftreten dieser Massen bisher nicht näher beschrieben ist, so dürfte es sich doch auch hier wahrscheinlich um den Klausener Einschlüssen analoge Bildungen handeln.

Auch von zahlreichen anderen Punkten der Erdoberfläche sind ähnliche Mineralcombinationen sei es im Contacte mit Eruptivgesteinen, sei es als Einschluss in diesen beschrieben worden. Teller und v. John führen schon drei dieser Fälle an, nämlich das Auftreten des Spinells als accessorischer, aber seinem Ursprung nach nicht näher bekannter Gemengtheil in Eruptivgesteinen von Predazzo

¹⁾ Ueber Hercynit aus dem Veltlin. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss., Berlin 1893, pag. 47—53.

nach G. Tschermak¹⁾, das Vorkommen von Pleonast nach v. Werveke²⁾ in einem von Nephelinit umschlossenen Gneissbruchstücke und das Theilnehmen des Spinells an der Gesteinsbildung in einem wesentlich aus Quarz, Spinell, braunem und weissem Glimmer, Eisenglanz und etwas Andalusit bestehenden Gestein, das dünne Lagen in „Andalusitglimmerfelsen“ der innersten Contactzone des Hennberggranites bildet. Die Zahl solcher Vorkommnisse hat sich aber seitdem noch erheblich vermehrt. So beschrieb Karl Vogelsang³⁾ Aggregate von Cordierit, Feldspath, Biotit, Korund, Pleonast und Sillimanit in Andesiten des Bocksberges und am Rengersfeld in der Eifel, derselbe Forscher, Pohlig und namentlich Dannenberg⁴⁾ analoge Bildungen aus den jungvulcanischen Gesteinen des Siebengebirges. M. Koch⁵⁾ machte mit eigenthümlichen Gebilden im Kersantit von Michaelstein bekannt, die ausser von Feldspath, Korund, Spinell und Sillimanit auch noch von Disthen, Rutil, Staurolith, Granat und anderen seltenen, gern im Contacte plutonischer Massen auftretenden Mineralien gebildet werden. Er hält ebenso wie Vogelsang diese und die analogen Bildungen, die sich in den Bomben des Laacher Sees finden, für emporgerissene, veränderte Bruchstücke des Grundgebirges. Vogelsang nimmt sogar geradezu an, dass sie aus einem unterirdischen Contacthufe eines granitischen Gesteines stammen, aber auch noch durch das vulcanische Gestein nachträgliche Veränderungen erlitten haben. G. H. Williams⁶⁾ beschrieb einschlussähnliche Massen aus den dioritischen Gesteinen der Cortlandt Series im Staate New York, die gleichfalls die Combination Spinell-Korund-Sillimanit-Granat-Eisenerz repräsentiren und vermuthlich ebenfalls analoge Entstehung haben. Damit aber ist die Zahl der Fundorte solcher Massen noch keineswegs erschöpft.⁷⁾

¹⁾ Die Porphyrgesteine Oesterreichs aus der mittleren geologischen Epoche. Wien 1869, pag. 115.

²⁾ Neues Jahrb. f. Min., 1880, Bd. II, pag. 284.

³⁾ Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1890.

⁴⁾ Vergl. diese Zeitschrift, XIV, pag. 17—84, wo auch die ältere Literatur aufgeführt ist.

⁵⁾ Jahrb. d. Preussischen geol. Landesanst., 1886, pag. 44.

⁶⁾ Amer. Journ. of Science, 1887, Bd. XXXIII, pag. 194—199.

⁷⁾ Vergl. z. B. Andreae u. König, Abh. d. Senckenbergischen Naturforsch. Gesellschaft, 1888, pag. 62. — Auch die Laacher Bomben wären zu berücksichtigen. —

Wenn es nun auch an sich unleugbar ist, dass grüne Spinelle auch wirklich als accessorischer echter Gemengtheil von Eruptivgesteinen auftreten, so unterscheiden sich doch all die citirten Fälle mit Ausnahme des Tschermak'schen unzweifelhaft durch die Paragenesis des Spinells mit anderen Contactmineralien, wie sie nur aus echten Contactgesteinen bekannt ist. Auch andere Charaktere, wenigstens der Klausener Vorkommnisse und der mir selbst bekannten Einschlüsse aus der Val Sassina, dem Aviolo und der Cima d'Asta, sprechen in unzweideutiger Weise für die Einschlussnatur der fraglichen Gebilde. In den Einschlüssen von Klausen ist stellenweise die Schichtung der ursprünglichen Gesteine noch deutlich erkennbar; und das Gleiche gilt für die beschriebenen Einschlüsse von der Cima d'Asta. Dazu kommt, dass bei Klausen auch die am Contact anstehenden Schiefer nur lagenweise umgewandelt sind. Die feldspath-quarzreichen Lagen haben sich meist ganz unverändert erhalten; und es darf daher auch nicht Wunder nehmen, dass sie auch, wo sie als Einschlüsse auftreten, oft keine Spur von Metamorphose aufweisen. Diejenigen Lagen aber, welche, wie am Südrande der Seebener Dioritmasse zwischen den Quarz-Feldspath-Lagen umgewandelt sind, waren es auch, welche die vollständig umgewandelten und aus derselben Mineralcombination bestehenden schlieren- und concretionsähnlichen Einschlüsse lieferten. Das Vorkommen isolirter Spinelle in den Eruptivgesteinen erklärt sich entweder daraus, dass die Spinelle der Einschmelzung am längsten widerstanden oder aus einem von Karl Vogelsang und mir gemeinsam experimentell constatirten Factum, dass nämlich bei der vollständigen Einschmelzung von Cordierit im Schmelzflusse beim Erstarren gewöhnlich grüner Spinell auskrystallisirt.¹⁾

Es ist nur noch einem Einwande gegen die Deutung der behandelten Gebilde als Einschlüsse zu begegnen. Teller und v. John fanden nämlich auch wenig oder gar nicht veränderte Phyllit-Einschlüsse neben den Hornfelsfragmenten in den Klausener

Die in der Nähe des Vredefort-Granitmassives in der Transvaalrepublik auftretenden, von Molengraaff (N. J. f. M., Beil.-Bd. IX, 1894, pag. 198—201) beschriebenen „Korundporphyroide und Korundschiefer“ sind gleichfalls, wie mir Herr Prof. Molengraaff brieflich mittheilt, vermuthlich normale Contactbildungen.

¹⁾ Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch., 1890, pag. 516—517 und Vogelsang l. c. pag. 45—46.

Eruptivgesteinen und schlossen auch daraus, dass beide nicht dieselbe Entstehung haben könnten. Dem gegenüber muss man aber berücksichtigen, dass bei so geringer und sporadischer Wirkung der Contactmetamorphose, wie sie für Klausen charakteristisch ist, sehr wohl unveränderte Schieferschollen noch kurze Zeit vor der Vollendung der Erstarrung des Magmas in dieses hineingerathen und dann bei geringer Intensität der umwandelnden Agentien unverändert bleiben konnten, während schon längere Zeit in dem Magma befindliche und vielleicht sogar schon aus der Tiefe herauftransportirte Fragmente intensiv metamorphosirt wurden.

Nach den vorstehenden Erörterungen stehe ich nicht an auch die Klausener „Schlieren“ und „Concretionen“ als normal contact-metamorphosirte, echte Einschlüsse aufzufassen, ebenso wie all die anderen in dieser Arbeit erwähnten Einschlüsse aus der Cima d'Asta, dem Adamello und der Val Sassina. Damit wird es aber natürlich auch unnöthig, für die Klausener Contactbildungen eine besondere, von der übrigen Contacthöfe abweichende Entstehung anzunehmen.

Zum Schlusse will ich noch kurz erwähnen, dass Reyer¹⁾ zu einer anderen Auffassung der Klausener Eruptivmassen gelangte als Teller und v. John auf der einen, ich in der vorliegenden Arbeit auf der anderen Seite. Er fasste sie nicht als Intrusivmassen auf, sondern als innerhalb von „Kastenbrüchen“ emporgedrungene Oberflächenergüsse. Ein Beweis für diese Vorstellung, die Reyer ja bekanntlich auf zahlreiche plutonische Massen ausdehnen möchte, ist nicht gegeben. Denn die Bankung des Diorites kann ebenso gut als unterirdisch ausgebildete Abkühlungsstructur gedeutet werden. Es ist ferner weder begründet noch sonst ersichtlich, warum Reyer, den auch in dieser Arbeit besprochenen Hauptbruch von Klausen erwähnend und in ihm gleichfalls die westliche Fortsetzung der Villnösser Bruchlinie anerkennend, hinzufügt: „Wann die Brüche und Eruptionen stattfanden, lässt sich nicht genau feststellen; sicher sind sie prätriadisch.“

Fassen wir alle unsere Ausführungen kurz zusammen, so erhellt, dass die Klausener Eruptivmassen jedenfalls stockförmig begrenzt sind. Es lässt sich für sie allerdings nicht

¹⁾ Theoretische Geologie. Stuttgart 1888, pag. 761—765.

direct der Beweis führen, ob sie echte Stöcke oder nur Narbenstöcke sind. Bei dem gänzlichen Mangel an vulcanischen Gesteinen, die in directer Beziehung zu den Klausener Tiefengesteinen stehen, ist das letztere aber sehr unwahrscheinlich. Ihre Intrusion fällt vermuthlich in das Ende der Kreidezeit oder in das Tertiär.

IV. Predazzo und Monzoni.

Es ist unmöglich und auch vollständig unnöthig, im Rahmen dieser Arbeit die ungemein reichhaltige Literatur dieser classischen Gebiete auch nur auszugsweise wiedergeben zu wollen. Ich beschränke mich darauf, die für unseren speciellen Zweck wichtigsten Angaben zusammenzustellen, zu sichten und von dem in dieser Arbeit massgebenden Gesichtspunkte aus zu beleuchten.

Fast alle Forscher, die die Eruptivgebiete des Fassa- und Fleimser Thales besuchten und ihre Eindrücke und Beobachtungen publicirten, kamen zu dem Resultat, dass die körnigen Eruptivgesteine nichts anderes als die in dem „Vulanschlot“¹⁾ unterirdisch erstarrten Aequivalente der Wengener Laven seien. Im Sinne von Suess würden sie also echte Vulcannarben bilden. Auch Brögger nimmt in seiner im vorigen Jahre erschienenen wichtigen Abhandlung einen ähnlichen Standpunkt wenigstens hinsichtlich der Monzonite und Pyroxenite ein, wenn er auch hinsichtlich des Granites zu einer abweichenden Auffassung gelangt.

Die körnigen Eruptivgesteine des Fassa- und Fleimser Thales haben mannigfache, zum Theil in verschiedenem Sinne gebrauchte Namen erhalten; und auch jetzt ist eine vollständige Einigung über die Anwendung und Ausdehnung der Namen, sowie über die in der Natur vorhandenen Verhältnisse noch nicht erzielt. Ich will im Folgenden mit Brögger zwischen Granit (Predazzo), Monzoniten (Predazzo und Monzoni) und Pyroxeniten unterscheiden und dabei unter Monzonit körnige Orthoklas-Plagioklas-Gesteine, die zwischen Syeniten und Dioriten schwanken, verstehen.

Ueber das Altersverhältnis dieser drei Gebilde und insbesondere des Granites gegenüber den Monzoniten, sowie all dieser körnigen

¹⁾ Suess, Antlitz der Erde, Bd. I, pag. 206—208. E. v. Mojsisovics, Dolomitriffe, pag. 387.

Gesteine zu den porphyrischen und aphanitischen Gang- und Erguss-Gesteinen herrschten sehr verschiedene Meinungen vor. Doch wurde der Granit fast immer für das älteste Eruptivgestein von Predazzo gehalten. Dabei wurde eine ältere, aber das Gegentheil vollständig beweisende Beobachtung von B. Studer ganz vernachlässigt. Studer sagt nämlich ¹⁾: „Die wundervollen rothen Granite bei Predazzo, die am Monte Mulatto gangartig in das höhere schwarze Trappgestein aufsteigen“; und an einer anderen Stelle ²⁾ desselben Werkes heisst es: „In dem Graben oberhalb Canzocoli und an den Abstürzen des Monte Mulatto ist das gangartige Aufsteigen des rothen, auf seinen Ablösungen oft mit schwarzem Turmalin bedeckten Granites in die höheren schwarzen Massen bis in die zartesten Adern und Trümmchen zu verfolgen.“ ³⁾ Erst 1894 machte F. Becke ⁴⁾ von Neuem auf Thatsachen aufmerksam, die gleichfalls für das jüngere Alter des Granites im Verhältnis zu den schwarzen „Melaphyr-Gesteinen“ sprechen. Ich citire seine Angabe wörtlich: „Während das Scheelitvorkommen im Granit den Eindruck macht, als gehörte dasselbe zum Gestein hinzu und wäre durch eine spätere „pneumatolytische Phase“ in der Erstarrungsgeschichte des Turmalingranites selbst erzeugt, so steht das Mineralvorkommen auf Klüften des Diabasporphyrites oder Melaphyres dem Gestein selbst als etwas Selbstständiges, als eine spätere Kluftausfüllung gegenüber.“ Daraus wird dann sehr zutreffend gefolgert, dass, „wenn es erlaubt wäre, diese durch Scheelit und Turmalin charakterisirten Mineralgesellschaften als gleichzeitige Bildungen anzusprechen“, der Melaphyr älter als der Granit sein muss. Diese Beobachtungen Studer's und Becke's sind dann von Brögger ⁵⁾ und Ussing voll und ganz bestätigt und erweitert worden. Brögger theilt mit, dass am Monte Mulatto der Granit ganz im Gegensatz zu Reyer's Schilderung im Contact mit dem Monzonit eine feinkörnige Grenzfacies entwickelt, Apophysen

¹⁾ Geologie der Schweiz, 1851, Bd. I, pag. 136.

²⁾ L. c. pag. 472.

³⁾ Man vergleiche auch die ausführliche Beschreibung der von Brögger (l. c. pag. 92) citirten Stelle, die schon aus dem Jahre 1829 stammt.

⁴⁾ Tschermak's Mittheil., Bd. XIV, pag. 278. Auf die Bedeutung dieser kurzen Notiz wies ich in einer Recension hin. (Giorn. di Mineralogia, 1894, pag. 317.)

⁵⁾ W. Brögger, Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtirol. Videnskabselskabets Skrifter, 1895, Nr. 7, Kristiania 1895.

in den Monzonit entsendet und seine Bänke schräg abschneidet, was das jüngere Alter des Granites auch dem Monzonit gegenüber sicher feststellt. Ferner beweist Brögger, dass die Gänge von dunklen Eruptivgesteinen, die den Granit durchsetzen, nicht gleichalterig mit den dunklen „deckenförmigen Melaphyren“ des Mulatto, sondern jünger als diese und auch petrographisch scharf von ihnen geschieden sind. Ihr Vorhandensein im Granit ist also kein Beweis für grösseres Alter des Granites im Verhältnis zu den „Melaphyren“. Ausserdem beobachteten Brögger und Ussing Blöcke von Plagioklasporphyriten, die mit dem Mulat-„Melaphyr“ vollständig übereinstimmen und von Gängen eines aplitischen Granites durchsetzt und contactmetamorphosirt sind. Brögger folgert daraus mit Recht, „dass die grosse Hauptmasse der basischen Eruptionen der triadischen Augitporphyrite, Plagioklasporphyrite und Melaphyre in der Umgebung des Fassathales und angrenzenden Theilen Südtirols älter als die Eruption des Granites von Predazzo sein muss“. ¹⁾ Jünger als der Granit sind nur „eine Anzahl eigenthümlicher Ganggesteine, Camptonite und verwandte in der Regel ultrabasische Gesteine“, die möglicherweise einen Theil der obersten Decken des Mulattogipfels bilden könnten (pag. 94). Gleichfalls jünger sind die Liebeneritporphyre, welche die allerjüngsten Eruptionen repräsentiren sollen. Hinsichtlich der Camptonite heisst es dann aber auf pag. 100, dass es „sehr wohl möglich, ja vielleicht sogar wahrscheinlich“ ist, dass es im Avisiothale auch „ältere, prägranitische camptonitische Gänge“ gäbe.

Sehr überzeugend wird nachgewiesen, dass die Pyroxenite nichts anderes als Grenzfaciesbildungen der Monzonite sind. Da nun die Pyroxenite beim Vergleiche zuverlässiger Analysen eine sehr wenig von der chemischen Beschaffenheit der gang- und deckenförmigen Melaphyre abweichende Zusammensetzung ergeben haben, so wird angenommen, dass ein genetischer Zusammenhang zwischen ihnen besteht, mit anderen Worten, „dass die prägranitischen Ergussgesteine des Mulatto-Gipfels aus monzonitischem Magma stammen. Sie sind die rasch erstarrten superfusiven Aequivalente des in der Tiefe zu Monzonit auskrystallisirten Magmas“. Dabei wird freilich erstens zugestanden (pag. 103), dass eine derartige Uebereinstimmung noch kein Beweis, sondern höchstens eine Stütze für die Hypothese

¹⁾ L. c. pag. 94.

ist, zweitens wird zugegeben, dass der grösste Theil der basischen Triaslaven älter ist als die „zugänglichen bekannten Monzonitstöcke“, und dass nur ein Theil mit diesen „wahrscheinlich“ gleichalterig sei (pag. 106). An derselben Stelle werden aber auch Beobachtungen von Miss Ogilvie und A. Rothpletz citirt, nach denen erstens ein Theil der in den Wengener Schichten auftretenden dunklen Eruptivgesteine nicht Lager, sondern Intrusivgänge sind und nach denen zweitens auch in den Cassianer Schichten und im Schlern-dolomit basische Gänge auftreten, von denen es allerdings nicht feststeht, ob sie camptonischer Natur sind oder nicht. „Wenn es nun richtig wäre, dass die Tiefengesteine am Monzoni und bei Predazzo thatsächlich jünger als die Hauptmasse der basischen Südtiroler Laven sind, wofür nach meiner Ansicht alle Wahrscheinlichkeit spricht, dann lässt sich nicht mehr, wie früher gewöhnlich, behaupten, dass die Eruptionen der Monzonite und Granite bei Predazzo (und am Monzoni) der Zeit der Wengener Schichten angehören. Sie können, wie Miss Ogilvie bemerkt hat, jünger und sogar viel jünger sein. Doch ist es wohl mit Rücksicht auf die nahe petrographische Verwandtschaft der Eruptivgesteine des Eruptivgebietes wahrscheinlich, dass sie noch von triadischem Alter sind. Es wäre dann wohl zunächst daran zu denken, dass das Aufpressen der Magmen der Tiefengesteine bei Predazzo und Monzoni, wie Miss Ogilvie auch angedeutet hat, auf den früheren Theil der Raibler Zeit zu beziehen wäre. Die postgranitischen basischen Gang- (und Erguss-?) Gesteine, welche z. B. am Mulatto und wahrscheinlich auch sonst in den Umgebungen der Fleimser und Fassa-Thäler auftreten, sind dann wohl auch kaum viel jünger.“

Nach diesen Ausführungen Brögger's würden also die Granite sicher jünger als die Monzonite und deckenförmigen Plagioklasporphyrite, beziehungsweise „Melaphyre“ des Mulatto und des ganzen Dolomitengebietes, die Monzonite gleichfalls jünger als die Hauptmasse der Triaslaven, aber dennoch eine Tiefenfacies ihrer obersten, jüngsten Decken sein. Diesen letzten Theil der Brögger'schen Schlussfolgerungen will ich im Folgenden einer Discussion unterziehen, während ich die anderen ohne Weiteres als richtig anerkenne. Der Grund, weswegen schon vor Brögger die meisten Autoren die lavenförmigen Ergüsse der Dolomiten und die Tiefengesteine von Predazzo und dem Monzoni als genetisch eng mit einander ver-

knüpft ansahen, war hauptsächlich die räumliche Nähe der Bildung, die damals noch fehlende Kenntnis der weiten Verbreitung unterirdisch ohne Zusammenhang mit echten Vulcanen erstarrter plutonischer Massen und das bis vor gar nicht langer Zeit noch immer für etwas sehr Abnormes gehaltene junge Alter vieler körnigen Gesteine. Aus ähnlichen Gründen wurden die Brixen-Meraner tonalitischen Gesteine zusammen mit den Graniten der Cima d'Asta, den Tonaliten des Adamello und den Dioriten von Klausen für das Tiefenäquivalent der permischen Quarzporphyre gehalten, während wir heute wissen, dass die Quarzporphyre in viel älterer Zeit als die granitischen Gesteine und gänzlich unabhängig von diesen erupierten. Die räumliche Nähe kann ich daher nicht als einen Beweisgrund für den vermutheten genetischen Zusammenhang ansehen. Die chemische Aehnlichkeit ist gleichfalls, wie auch Brögger durchaus objectiv und richtig hervorhebt, kein absoluter Beweis für Zusammenhang, um so mehr, als ja die chemische Aehnlichkeit auch zwischen den Monzoniten und den selbst nach Brögger sicher älteren Hauptmassen der deckenartigen Gebilde besteht. Ferner würde es gleichfalls wahrscheinlich nicht schwer fallen chemische Aehnlichkeiten zwischen den permischen Quarzporphyren und den sicher jüngeren Graniten von Predazzo und der Cima d'Asta nachzuweisen. Und auch in diesem Falle hätte die Hypothese vom Zusammenhang der porphyrischen effusiven und der körnigen abyssischen Gesteine eine Stütze in der räumlichen Nähe dieser Gebilde und könnte, wenn wir nicht durch glückliche anderweitige Umstände in der Lage wären, ihre Haltlosigkeit nachzuweisen, schwerlich ohne Weiteres von der Hand gewiesen werden. Endlich aber ist zu bemerken, dass nach der von Rosenbusch, Brögger und Anderen mit Recht vertretenen und in der That sehr wahrscheinlichen Theorie von der chemischen Differenzirung und Spaltung der Magmen in ihren unterirdischen Reservoirs und bei der Ortsveränderung zum Zwecke der Intrusion oder Eruption, die chemische Aehnlichkeit ebenso wie innerhalb gewisser Grenzen chemische Verschiedenheit in unserem speciellen Falle kaum noch brauchbare Argumente bleiben. Denn es können ja ebenso gut chemisch verschiedene Gesteine aus demselben Magmabassin stammen wie chemisch identische. Die Gesetze aber, welche die zeitliche Folge der Eruption der Spaltungsproducte regeln, sind noch sehr wenig bekannt, beziehungsweise so unbestimmt, dass

Zirkel wohl Recht hat, wenn er für jede theoretisch supponirte Eruptionsfolge auch Beispiele in der Natur auffinden und umgekehrt jeder wirklich beobachteten Reihenfolge von Eruptionen die supponirten Gesetze anpassen zu können glaubt.

Ein Beweis für die Brögger'sche Anschauung würde für mich nur der geologisch geführte Nachweis des räumlichen Zusammenhanges zwischen den granitisch-körnigen stockförmigen und den deckenförmigen Gesteinen sein. Dieser aber setzt auch den Nachweis von petrographisch allmählich den Uebergang vermittelnden Typen voraus. Und es ist wohl zu bemerken, dass hier nicht nur der Nachweis von chemisch ähnlichen Typen, sondern auch der von structurell den Uebergang vermittelnden Typen nothwendig ist. Denn chemisch stehen ja unsere Monzonite auch der unbestritten älteren Hauptmasse der Laven des Dolomitengebietes gleich. Solche structurell den Uebergang innerhalb eines klaren geologischen Profiles vermittelnde Typen sind aber bisher nicht nachgewiesen worden. Ich will damit natürlich nicht sagen, dass nicht zwischen den zum Theil aphanitischen, zum grössten Theil aber nur eine aphanitische Grundmasse besitzenden Decken- und Ganggesteinen und den eugranitischen Gesteinen in dem ganzen Gebiet an irgend einer Stelle auch structurell den Uebergang vermittelnde Typen vorkämen. Ich behaupte nur, und das gestützt auf eigene Beobachtungen an Ort und Stelle, sowie auf Untersuchung von Schliften und Gesteinssuiten, dass bisher kein klares geologisches Profil nachgewiesen worden ist, in welchem structurell den Uebergang vermittelnde Typen ihn auch geologisch vermittelten. Ich halte es daher für mindestens ebenso wahrscheinlich, ja für viel wahrscheinlicher, dass die Monzonitintrusion gar nichts mit der „Melaphyr“-Eruption zu thun hat, obwohl das Material beider aus einer gemeinsamen Macula stammen mag. Absolut aber muss ich es in Abrede stellen, dass ein Beweis dafür gegeben sei, dass die Monzonite im Avisiothale die Narben echter Vulcane bildeten, deren Oberflächenergüsse „Melaphyre“ seien, wie das v. Mojsisovics, Reyer und Andere annehmen. Es ist viel wahrscheinlicher, dass sie unterirdisch erstarrte, mit der Oberfläche in gar keiner Verbindung stehende Stöcke waren, die erst spät von ihrer bedeckenden Hülle befreit wurden. Thatsächlich schwimmen in und auf den Eruptivmassen des Monzoni ausgedehnte

Triaskalkschollen, die nicht etwa aus der Tiefe emporgerissen sein können, da sie zum Theil bestimmt den allerhöchsten mit dem Eruptivgestein in Contact kommenden Niveaus angehören. Das ist ganz evident und wird auch von Brögger hervorgehoben (pag. 69): „Wenn man vom Circus des Monzonithales das Gebirge vor sich sieht, steht man vor der oberen Abkühlungsfläche der Eruptivmassen, deren Erstarrung hier gewiss unterhalb einer mächtigen Decke der triadischen Ablagerung stattfand. Schon die gewaltige Kalkscholle südöstlich von Palle Rabiose inmitten des Monzonitgebietes bezeugt die frühere Bedeckung der Eruptivmassen mit Triaskalk.“ Es ist also unbegründet, wenn man bei Predazzo und am Monzoni von „Kraterrändern des Walles“ spricht, gleichgiltig, ob man sich dabei die „Vulcane“ als submarin oder subaërisch vorstellt. Ich habe dieser Ueberzeugung schon vor dem Erscheinen der Brögger'schen Arbeit Ausdruck gegeben¹⁾ und sagte bei der Besprechung der Herkunft der Wengener Laven nördlich des Marmolatagebirges: „Der eigentliche Eruptivherd dieser mächtigen Lavensysteme ist nicht bekannt. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass er, wie schon v. Richthofen vermuthete, in dem heutigen Bufauregebirge enthalten ist. Dass die granitischkörnigen Gesteine des Predazzoer und Monzonistockes als denudirte Kerne von wirklichen Vulcanen aufzufassen wären, ist bisher nicht überzeugend nachgewiesen worden. Ich kann nach meinen in den Jahren 1887 und 1892 angestellten Beobachtungen jene plutonischen Gesteine nur für subterrestrisch in unregelmässigen, von älteren Sedimenten umgebenen Hohlräumen erstarrte Stöcke halten. Diese mögen vielleicht später von neu auftretenden Spalten durchbrochen worden sein, in welchen basische Magmen bis zur Oberfläche empordrangen. Deswegen hat man aber noch kein Recht jene Stöcke als „Vulcan“ zu bezeichnen.“

Es handelt sich nun darum, das Alter der granitischkörnigen Gesteine des Avisiothales festzustellen. Wenn wie vorher zu zeigen versucht wurde, bisher noch kein Beweis dafür gegeben ist, dass die Monzonite die unterirdisch erstarrte Narbe der Vulcane bilden, aus denen die obersten Melaphyr- und Porphyritlaven der Dolomiten hervorgingen, so ist es, wie schon Miss Ogilvie und Brögger hervorheben, sehr zweifelhaft, ob sie wirklich in der Wengener Zeit

¹⁾ Palaeontographica, Bd. XLII, pag. 20. Im Separatabdruck 1894 erschienen.

intrudierten oder später; und ich möchte hinzufügen, dass meiner Meinung nach gar kein Grund vorliegt, die Intrusion gerade in die Raibler Zeit und nicht ebenso gut in sehr viel spätere Epochen zu versetzen. Das einzige Argument, das man gegen diese Behauptung vorbringen kann, ist die Durchsetzung des Granites und Monzonites durch die schon angeführten camptonitischen Ganggesteine, von denen Brögger (pag. 94) auf Grund einiger Beobachtungen von Kjerulf und Doelter vermuthet, dass sie die obersten Decken des Mulattogipfels zusammensetzen könnten. Nun sahen wir aber bereits, dass Brögger selbst an einer anderen Stelle es für wahrscheinlich hält, dass auch prägranitische Camptonite im Avisiothale existiren. Es würde also auch im Falle, dass man camptonitische Decken auf dem Mulat nachweisen sollte, erst noch zu zeigen sein, ob diese Deckgesteine von prä- oder postgranitischen Camptoniten herrühren und nur im letzteren Falle würde man einen Beweis für die Altersfrage, und zwar für obertriadisches Alter erhalten. In jedem anderen Falle aber würde nur die chemische Aehnlichkeit der Monzonite mit den „Melaphyren“ als ein, wie mir dünkt, höchst unsicheres und zweifelhaftes Argument für das triadische Alter des Monzonites und Granites angeführt werden können. Es fehlen nun aber sowohl für Predazzo wie für den Monzoni alle Mittel, um sei es auf stratigraphischem, sei es auf tektonischem Wege das Alter der körnigen Eruptivgesteine näher zu bestimmen, wobei ich es natürlich als selbstverständlich und bekannt ansehe, dass die Contactmetamorphose der Kalksteine mit Halobia Lommeli und das Vorkommen von Geschieben im Diluvium als Maximal- und Minimalaltersgrenzen die obere Trias und das jüngste Tertiär ergeben. Wie viel jünger die Granite und Monzonite des Avisiothales als die obere Trias, beziehungsweise wie viel älter sie als das jüngste Tertiär sein mögen, das steht nicht fest; und ich bemerke ausdrücklich, dass wir bei dem heutigen Stande unserer Kenntnisse durchaus nicht sagen können, ob sie eher als obertriadisch oder als jurassisch, cretaceisch oder tertiär zu bezeichnen sind. Auch unsere Kenntnisse von der Beschaffenheit der unterirdischen Magmareservoirs, ihrer Dauer und dem Mechanismus der Eruptionen und Intrusionen sind nicht gross genug, um behaupten zu können, dass, weil zur Zeit der oberen Trias im Avisiothal aus dem periadriatischen Magmabassin den Monzoniten chemisch nahestehende Melaphyre ausbrachen,

das Aufdringen der Monzonite sehr bald hinterher hätte stattfinden müssen. Ich kann mir sehr wohl vorstellen, dass ein einziges, in einem grossen Reservoir enthaltenes Muttermagma, wie ich hiefür sagen möchte, in der Zeit der oberen Trias Melaphyre, Plagioklas- und Augitporphyrite, dann aber erst nach langer Zeitunterbrechung, sei es im Jura oder in der Kreide oder gar erst im Tertiär Monzonite und Granite geliefert habe. Die Dimensionen des auch von Brögger vorausgesetzten periadriatischen Magmabassins sind gross genug, um diese Vorstellung als berechtigt erscheinen zu lassen, umso mehr, als wir ja leider noch keine Kenntnisse über die wirkliche Beschaffenheit der Magmabassins, über ihre Ausdehnung und eventuelle Verbindung mit einem vielleicht flüssigen Erdinnern besitzen.

Zusammenfassung der wichtigsten Resultate über die periadriatischen granitisch-körnigen Massen.

Wir haben nun alle wichtigeren periadriatischen Granitmassen besprochen und gesehen, dass, wenn wir von den unbedeutenden gangförmigen Vorkommnissen absehen, ein grosser Theil von ihnen, wahrscheinlich aber alle zu den echten Stöcken, den echten Lakolithen oder zu Uebergangsformen zwischen beiden gehören. Es ist eigentlich nur für Predazzo, den Monzoni und Klausen nicht mit Sicherheit auszuschliessen, dass die Intrusion bis an die Erdoberfläche reichte und so zur Eruption wurde. In diesem Falle würden wir es in allen drei Gebieten mit Narbenstöcken zu thun haben. Aufschmelzungsmassen, also Batholithen im neueren Suess'schen Sinne, sind nicht vorhanden.

Nach der ausführlichen Begründung, die im Laufe dieser Arbeit gegeben wurde, halte ich es für nothwendig, allen Gliedern des Randbogens wenigstens ungefähr gleiches Alter zuzuschreiben; und da die Tonalitporphyrite von Prävali den oberen Jura durchbrechen, als Maximalaltersgrenze eben den oberen Jura anzunehmen. Sollte man aber selbst nicht zugeben wollen, dass die Tonalitporphyrite von Prävali ein Glied unseres Randbogens bilden, so müsste man zwar die Maximalaltersgrenze bis in die obere Trias zurückverlegen, könnte es aber deswegen noch keineswegs wahrscheinlicher machen, dass unsere Massen in der Zeit der oberen Trias und

nicht in jüngeren geologischen Epochen emporgedrungen seien. Die Minimalaltersgrenze der Randbogenmassen ist erst durch das Vorkommen von Geröllen und Geschieben von ihnen in den diluvialen Ablagerungen gegeben.

Für die im Innern des periadriatischen Senkungsgebietes gelegenen Massen lässt es sich nicht mit Sicherheit feststellen, dass sie alle wirklich das gleiche Alter haben. Denn ihre räumliche Anordnung ist zu unregelmässig, als dass man daraus eine sichere Beziehung der verschiedenen Massen zu einander nachweisen könnte. Nur für den Monzoni- und den Predazzoer Stock scheint mir durch v. Mojsisovics' Untersuchungen die Syngeneese sichergestellt. Sie sind beide, wie wir sahen, frühestens in der Zeit der oberen Trias entstanden, könnten aber ebenso gut auch im jungen Mesozoicum oder selbst im Tertiär intrudirt sein. Für den Klausener Kern habe ich es wahrscheinlich zu machen gesucht, dass er am Ende der Kreidezeit oder im Tertiär emporgedrungen ist. Für die Massen der Cima d'Asta und des Tesoboberges ist es sehr unwahrscheinlich, dass sie in vortriadischer Zeit ihre *mise en place* erhalten hätten. Auf der anderen Seite ist es durch das Auftreten der krystallinen Gerölle im vicentinischen Mitteleocän ziemlich sicher gestellt, dass auch sie schon vor dem Mitteleocän existirten. Innerhalb dieser beiden weit von einander entfernten Altersgrenzen können wir direct ihre Intrusionsepoche nicht bestimmen.

Wenn wir aber alle diese innerhalb des periadriatischen Senkungsgebietes gelegenen granitischen Kerne zusammen mit den Randbogenmassen von einem weiteren Gesichtspunkte aus betrachten, dann wird es doch sehr wahrscheinlich, dass sie alle zusammen durch eine einzige Ursache gleichzeitig entstanden sind, nämlich durch eine intensive Senkung des grossen Bruchfeldes, in oder an dem sie gelegen sind. Der Druck der in das unterirdische Magmabassin einsinkenden gewaltigen Scholle presste Theile der glutflüssigen Masse in den Richtungen des geringsten Druckwiderstandes empor und erzeugte so in stärker gestörten Regionen Stöcke, in regelmässiger gebauten Gegenden Lakkolithen oder Uebergangsglieder zwischen Lakkolithen und Stöcken. Die meisten dieser Kerne sind durch Erosion entblösst; stellenweise aber sind uns nur die in's Hangende ausstrahlenden, gern porphyrisch erstarrten Scheitelgänge der unterirdisch verborgenen Massen bekannt. Es ist zwar nicht wahrschein-

lich, aber doch nicht ganz auszuschliessen, dass einzelne der Intrusivmassen ihre Decke zersprengten, beziehungsweise bereits Spalten in ihr vorfanden und an die Oberfläche gelangt echte Vulcane bildeten. Es ist anzunehmen, dass unsere durch den Druck des einbrechenden Senkungsfeldes in die Höhe gepressten Magmenmassen die über ihnen liegenden Sedimente, wo der erlangte Druck stark genug war, in die Höhe hoben, so wie das auch von den amerikanischen Lakkolithen vorausgesetzt wird.¹⁾ Selbstverständlich unterscheidet sich aber dieser aufwärtswirkende und hebende Druck sehr wesentlich von der mystischen, hebenden, vulcanischen Kraft, die man in vergangenen Zeiten den glutflüssigen Magmen zuschrieb.

Gibt man nun zu, dass all die beschriebenen granitischen Massen eine einzige syngenetische Gruppe bilden, so ist man berechtigt, allen die jüngste Maximal- und die älteste Minimalaltersgrenze zuzuschreiben, die wir für irgend eine der Massen nachgewiesen haben. In diesem Falle erhalten wir nach dem, was über den Klausener und den Asta-Kern gesagt wurde, als Altersgrenzen das Ende der Kreide- und den Anfang der Mitteleocänzeit. Und ich glaube in der That, dass in der Zeit des ältesten Eocän jene Reihe mächtiger Bewegungen begann, die schliesslich zu der letzten grossen Alpenfaltung führte, und dass eine dieser Bewegungen eine stärkere Einsenkung des freilich schon vorher angelegten periadriatischen Bruchfeldes gewesen ist. Wir erhalten so ein zwar keineswegs absolut sicheres, aber immerhin doch recht wahrscheinliches und mit unseren übrigen Anschauungen über die Entstehung der Alpen im besten Einklang stehendes Resultat.²⁾

Freilich wiederhole ich, dass es ja nicht ganz auszuschliessen ist, dass der Klausener Kern vielleicht doch ein anderes Alter als die übrigen periadriatischen Kerne hätte, und in diesem Falle müssen wir die Maximal-Altsgrenze, gestützt auf die Teller'schen Beobachtungen über das Alter der Prävaligänge, bis in die Zeit des oberen

¹⁾ Das in dem Abschnitt über den Adamello besprochene Anschmiegen der Sedimente an die Contactflächen spricht dafür.

²⁾ Ich muss gestehen, dass mich die schönen und ausserordentlich wichtigen Untersuchungen von Frech doch nicht davon überzeugt haben, dass das periadriatische Gebiet in dem hier angenommenen Umfange nicht als ein Senkungsfeld im Verhältnis zum umgebenden Gebirge aufzufassen ist.

Jura zurückverlegen. Wer auch diese nicht als beweisend ansieht, muss sogar bis zur oberen Trias zurückgehen. Ueber diese kommen wir aber in keinem Falle hinaus, weil die Zahl der Massen, die die obere Trias metamorphosirt haben und gangförmig durchsetzen, denn doch eine zu grosse ist. Aber selbst in diesem Falle wird gerade der den Schlussfolgerungen dieser Arbeit möglichst skeptisch gegenüberstehende Forscher noch immer keinen Grund haben, unsere granitischen Massen innerhalb der Altersgrenzen lieber für möglichst alt, also obertriadisch, als für möglichst jung, also alttertiär, anzusehen.

Anhang.

Ueber einige andere, ausserhalb des periadriatischen Senkungsgebietes gelegene granitisch-körnige Massen.

Ich möchte diese Arbeit nicht abschliessen, ohne einiger anderen südalpiner granitisch-körnigen Massen gedacht zu haben, die theils dem behandelten Gebiete benachbart¹⁾ sind, theils aus anderen Gründen im Anschlusse an dieses besprochen zu werden verdienen.

I. Granit der Val Trompia.

In unmittelbarer Nachbarschaft der Adamellogruppe, nämlich in der nur wenig südlich davon gelegenen Val Trompia, tritt nach E. Suess²⁾ gleichfalls eine kleine Granitmasse auf. In der Thalsole von Navazze ist sie in grösserer Ausdehnung aufgeschlossen. In der Grube Arnaldo wurde sie unterirdisch angefahren; und wahrscheinlich ist ein 6 Fuss mächtiger Granitgang, der in der Nähe des Stollens der Grube Dorgola im Phyllit zu Tage tritt, nichts anderes als eine Apophyse dieser Granitmasse. Aber auch, wenn das als nicht hinreichend bewiesen angesehen werden sollte, so wissen wir doch mit Sicherheit, dass die Oberfläche des Granites unregelmässig hügelig ist und zum Theil mit Casannaschiefern (Phylliten), zum Theil mit klastischen Verrucanogesteinen (Perm) in Contact ist. Wichtig ist die Beobachtung des Herrn Fornerod, „dass niemals eine

¹⁾ Die granitischen Gesteine der Val Trompia könnte man sogar noch sehr gut als „periadriatisch“ bezeichnen.

²⁾ Ueber das Rothliegende in Val Trompia. Akad. d. Wiss., Wien 1869, pag. 109.

Grenzkluft zwischen Schiefer und Granit vorhanden ist, sondern dass beide Gesteine an der Grenze miteinander verwachsen sind.¹⁾ Diese Beobachtung im Verein mit der unregelmässigen Oberfläche des Granites und dem Fehlen von Granitdetritus in den über- und anlagernden Sedimentgesteinen beweist die primäre Natur des Contactes. Wir haben es also auch hier mit einer unterirdisch erstarrten, wahrscheinlich stockförmigen, nicht lakkolithischen Intrusivmasse zu thun, die frühestens in der Permzeit emporgedrungen ist.

Das Eruptivgestein dürfte nach der bei Suess kurz wiedergegebenen Untersuchung Hochstetter's ein Orthoklas-Plagioklas-Gestein, also im Sinne von Brögger ein Adamellit sein.

Unter dem Gipfel des nördlich der Val Trompia gelegenen Monte Colombine bildet nach E. Suess ein Gneiss in den obersten Schichten des Casannaschiefers (Phyllites) eine weithin verfolgbare Lage. Ich hatte Gelegenheit, diese an Ort und Stelle wenigstens flüchtig zu untersuchen und sammelte in der Nähe der Malga di Mezzo vollständig granitartige, höchstens schwache Spuren von Parallelstructur aufweisende Handstücke. Mikroskopisch ergaben sie sich zusammengesetzt aus röthlichbraunem Biotit, Quarz, trübem, gequetschtem Plagioklas, etwas Titanit, viel Zoisit (*c* meist Richtung der grösseren, seltener der kleineren Elasticität) und optisch positivem Chlorit (*c = c*) von sehr schwacher Doppelbrechung und äusserst schwachem Pleochroismus, der zwischen zwei verschieden hellen Hellgrün schwankt. Nach diesem Befunde ist das Gestein wahrscheinlich ein gequetschter Quarzglimmerdiorit; und es ist demnach zu untersuchen, ob es sich hier nicht vielleicht um ein Intrusivlager handelt.²⁾

II. Veltliner und Engadiner Kerne.

Gehen wir von der Nordwestgrenze der Adamellogruppe über die vom Addathal trennende Schieferkette hinweg, so gelangen wir in ein neues an granitischen Kernmassen reiches, aber bereits ausserhalb des Bereiches der periadriatischen Senkung gelegenes Gebiet hinein, das Veltliner. Und dieses ist mit den Kernmassen des weiter nördlich gelegenen Engadins so untrennbar verbunden, dass die

¹⁾ Vergl. Suess, l. c.

²⁾ Man vergl. hierüber auch Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss., Berlin 1896, pag. 1035.

Frage nach dem Ursprunge der granitischen Gesteine des einen in unlösbarem Zusammenhange mit der Lösung derselben Frage für das andere Gebiet steht. Obwohl ich eine Reihe dieser Massen wenigstens flüchtig aus eigener Anschauung kennen gelernt habe, so reichen doch meine Beobachtungen meist nicht zu definitiven Schlüssen aus und so will ich mich auf wenige fragmentarische Andeutungen beschränken. Die östlichste Masse, die ich in den Bereich dieser Erörterungen ziehen will, ist die von

Leprese—Sondalo.

Aus der älteren Literatur und insbesondere aus Theobald's ausgezeichnete Beschreibung¹⁾ geht soviel hervor, dass in diesem District neben granitischen und dioritischen Gesteinen auch echte Diallaggesteine, und zwar Gabbros vorkommen, dass in den geschichteten Grenzbildungen Gänge dieser massigen Felsarten auftreten und, dass diese letzteren an vielen Stellen noch von geschichteten Gesteinen bedeckt werden. Der Gabbro soll nach Theobald Gänge und Stöcke auch in den übrigen massigen Gesteinen bilden und sich somit als das jüngste Glied der Eruptivserie erweisen. Hält man damit zusammen das Auftreten der von Stache²⁾ unter dem Namen „Sondalit“ beschriebenen Cordieritgesteine in der Nähe der Eruptivmassen, so wird man wohl nicht daran zweifeln können, dass die massigen Gesteine von Leprese und Umgegend intrusive, unterirdisch erstarrte Tiefengesteine sind und die benachbarten krystallinen Schiefer contactmetamorphisch beeinflusst haben. Doch möchte ich bei dieser Gelegenheit bemerken, dass das Gestein zweier Dünnschliffe eines „Sondalits“, die mir mein Freund, Dr. Conte Gilberto Melzi, zeigte, sich von den Cordieritgesteinen der Adamellogruppe sehr wesentlich durch das Vorhandensein eines rhombischen Pyroxenes unterscheidet. — Ich verweise auch hier noch einmal auf die schon bei der Besprechung der Klausener Masse erwähnte Thatsache, dass G. Linck³⁾ aus der Gegend von Leprese eigenthümliche, aus Her-

¹⁾ Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. III. Die südöstlichen Gebirge von Graubünden und dem angrenzenden Veltlin. Chur 1866, pag. 323 und folgende.

²⁾ G. Stache und C. John, Geol. und petrogr. Beiträge zur Kenntniss der älteren Eruptiv- und Massengesteine der Mittel- und Ostalpen. Nr. 1. Die Gesteine der Zwölferpitzgruppe. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 1877, pag. 194.

³⁾ Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss., Berlin 1893, pag. 47—53. Ueber Hercynit aus dem Veltlin.

cynit, Plagioklas, Sillimanit, Biotit, Magnetkies und Korund bestehende, im Gabbro auftretende Massen beschrieben hat, die ich für metamorphe Schiefereneinschlüsse zu halten geneigt bin.

Brusio—Val Fontana.

Gehen wir im Addathal von Sondalo bis nach Tirano hinunter und steigen dann längst des Poschiavinobaches in die Höhe, so treffen wir eine neue Kernmasse an, die in der Literatur unter dem Namen „Granit von Brusio“ bekannt ist. Theobald ¹⁾ beschreibt sie ziemlich ausführlich, hebt hervor, dass der Granit an der Grenze meist unter den Schiefeln verschwindet und gegen Norden in eine Art „Granitgneiss“ übergeht. Ich selbst beobachtete in diesem Sommer auf der Südseite der Masse, von Campo Cologno ausgehend, dass das granitische Gestein in eine sehr feinschiefrige Felsart übergeht, die mir, soweit man das ohne mikroskopische Untersuchung feststellen kann, eine dynamometamorphe Modification des Granites zu sein scheint. Ausserdem beobachtete ich geradezu zahllose Muscovitpegmatitgänge von sehr wechselnder Korngrösse in den Schiefeln, kann mich aber, ohne das Resultat der erst im nächsten Winter ausführbaren mikroskopischen Untersuchung abzuwarten, noch nicht über die Frage aussprechen, ob Contactmetamorphose vorliegt oder nicht. Unmittelbar oberhalb der Brücke von Campo Cologno sah ich auf dem rechten Ufer im Flussbett einen grossen, in der nachstehenden Skizze abgebildeten Block, der, nach seiner ganzen Beschaffenheit zu urtheilen, aus der Nähe stammen muss und einen deutlichen Beweis für die eruptive Natur des Granites liefert.

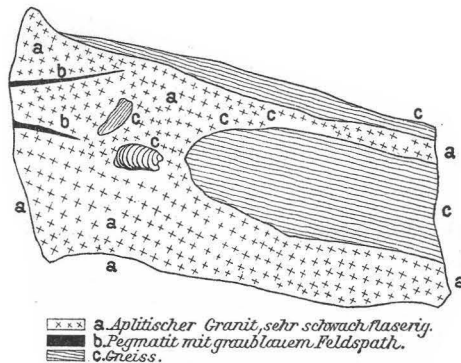
Theobald nimmt an, dass der Granit von Brusio unterirdisch mit der weiter westlich gelegenen Granit-Syenit-Masse der Val Fontana (l. c. pag. 283 und 292) nördlich von Chiuro zusammenhängt. Er weist nach, dass diese letztere Gänge in die umgebenden Schiefer entsendet. Man wird nach alledem nicht an der eruptiven Natur dieser massigen Gesteine zweifeln können. Die Thatsache aber, dass der Granit von Brusio seitlich von den Schiefeln überlagert wird, deutet auch hier auf die besondere Entstehungsart aller dieser Massen als unterirdisch erstarrte Intrusivgebilde.

¹⁾ L. c. pag. 287 und folgende, sowie 296—297.

Pizzo di Campo.

Etwas reichlichere Beobachtungen stehen mir für die Kernmasse des Pizzo di Campo nördlich von der Val di Campo-Val Viola-Linie zur Verfügung. Theobald (l. c. 307) gibt an, dass die Hauptmasse des Kernes von einem zwischen Syenit und Diorit schwankenden, übrigens schon von G. vom Rath¹⁾ beschriebenen Gestein gebildet werde und hebt hervor, dass er auch Gänge von „Granit“ in den Schiefen beobachtete. Doch steht es nicht fest, ob sich diese Angabe wirklich auf Bildungen vom Typus der die Kernmasse zusammensetzenden Gesteine oder nur auf Pegmatitgänge bezieht. Denn mir selbst fiel schon im Jahre 1886 bei einer eiligen Durchwanderung

Fig. 9.



Ansicht. Grosser Block am rechten Flussufer gleich oberhalb der Brücke von Campo Cologno.

der beiden Thäler die Häufigkeit von Turmalinpegmatiten auf. Wie das aber auch sei, so wird die eruptive Natur der granitischen Gesteine des Pizzo di Campo durch die im Folgenden aufgeführten Beobachtungen meines Freundes Dr. Karl Riva, der auf meine Veranlassung eine genaue, wenn auch noch nicht abgeschlossene Untersuchung des interessanten Gebietes vornahm, zur Genüge festgestellt. Obwohl nämlich die das Eruptivgestein umgebenden schieferigen Gebilde grösstentheils feinkörnige Gneisse sind, gelang es Riva, in ihnen eine deutliche, obgleich wenig intensive und nur auf die nächste

¹⁾ Geognostische Bemerkungen über das Berninagebirge in Graubünden. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1857, pag. 211—273.

Umgebung beschränkte Contactmetamorphose nachzuweisen. Er erkannte diese weniger an einer besonderen Structur als an dem Vorhandensein von Andalusit und Sillimanit, Mineralien, die nach seinen Beobachtungen in einigermaßen vom Contact entfernten Gesteinen vollständig fehlen. Auch Granat ist nach ihm in der Nähe des Contactes viel häufiger als in einiger Entfernung davon. Doch will er bei dem jetzigen Stande seiner Untersuchungen noch nicht mit Sicherheit behaupten, dass er wirklich als Contactmineral auftritt. In einigen Gesteinen in der Nähe des Passo di Val Viola beobachtete er Andalusitprismen von einer Länge von mehreren Centimetern. Auch Cordierit scheint in einigen Contactgesteinen aufzutreten; doch bedarf diese Beobachtung noch der Bestätigung.

Es steht also auch für die Kernmasse des Pizzo di Campo fest, dass es sich um ein eruptives Gebilde handelt; und bei seiner geringen räumlichen Entfernung von den schon besprochenen Veltliner Kernmassen wird man wohl annehmen können, dass auch der Campogranit eine plutonische, unterirdisch erstarrte Masse ist. Umgekehrt aber ist es wahrscheinlich, dass auch die Veltliner Kernmassen sich bei näherer Untersuchung von einem Gürtel von Contactgebilden umkleidet zeigen werden.

Pontresina.

Die letzte granitische Masse dieses Theiles der Alpen, die ich noch kurz besprechen will, obwohl sie bereits jenseits der Inn-Adda-Wasserscheide gelegen ist und somit nicht mehr zu den Veltliner, sondern zu den Engadiner Centralmassen gehört, ist die von Pontresina, die ich in den letzten beiden Sommern wenigstens flüchtig kennen gelernt habe. G. vom Rath (l. c. 1857) war der Meinung, dass die Granite und Syenite des Oberengadins und der Umgebung von Pontresina lediglich regellos körnige Structurmodificationen des Gneisses darstellen. Er gab an, dass an den Berninafällen oberhalb Pontresina in dem Gneiss Syenitfragmente vorkämen und führte als Beweis für seine Auffassung von der Natur der granitischen Gesteine den allmählichen Uebergang des „Gneisses“ in die beiden Eruptivgesteine an. 1858¹⁾ präcisirte er diesen Standpunkt noch mehr und

¹⁾ Nachträge zu den „Geognostischen Bemerkungen über das Berninagebirge in Graubünden“. Ebenda, 1858, pag. 199.

sagte z. B. ausdrücklich: „Der Juliergranit ist ein Gneiss, welcher allerdings in seinem petrographischen Aussehen dem Granit recht ähnlich wird; er ist also keine eruptive, sondern eine metamorphische Bildung.“ Den Beweis dafür glaubte er auf dem Suvrettapasse zu finden, wo nach ihm das Juliergestein allmählich in „Talk- und Chloritgneisse“ übergeht, deren Schichtung mit der Schieferung des Granites in der Nähe des Ueberganges übereinstimmt. Theobald¹⁾ hielt dagegen diese Granite ebenso wie die übrigen des Cantons Graubünden und der benachbarten Gebiete für eruptiv, schrieb ihnen die Hebung der Bündener Alpen zu und erklärte sie, da der Jura in Graubünden mitgefaltet ist und da der Granit stellenweise den Juramassen auflagert, für postjurassisch.

Einen wesentlichen Fortschritt in unserer Kenntnis der Engadiner Granite verdanken wir Dalmer²⁾, der den angeblichen Gneiss der Berninafälle als Granitit erkannte und in ihm Einschlüsse von Gneiss und Syenit fand. Er constatirte ferner, dass der Granit Apophysen in diese Einschlüsse entsendet und dass die Grenze des Granites gegen die Nebengesteine eine ganz unregelmässige, entschieden auf Eruptivcontact hinweisende ist. Auch an der eigentlichen Berninastrasse fand er im typischen Berninagranit Gneiss-Schollen als Einschlüsse. Die angeblichen Uebergänge von Granit in Gneiss wies er als durch Dynamometamorphose bedingt nach. Während er sich also insofern Theobald anschliesst, ist er in Bezug auf das Alter des Granites ganz abweichender Meinung, da nach ihm in dem Verrucanoconglomerat vom Piz Naiv (westlich von St. Moritz) Gerölle von Berninagranit und einem anderen Granit, der dem von St. Moritz-Bad sehr ähnelt, auftreten. Da kein Grund dazu vorliegt, an dieser Beobachtung zu zweifeln, so ist es sehr wahrscheinlich, dass die Engadiner Granite und vermuthlich auch die benachbarten Veltliner granitisch-körnigen Massen vorpermisch, beziehungsweise vorcarbonisch sind. In diesem Falle würde die Tonale-Verwerfung³⁾ die Grenze zwischen den jungen granitischen Massen des periadriatischen Senkungsfeldes und den alten Kernen des Veltlin und Engadin bilden.

¹⁾ L. c. Lieferung II.

²⁾ Beitrag zur Kenntnis der Granitmassen des Oberengadins. Zeitschr. der Deutsch. geol. Gesellsch., 1886, pag. 139—149.

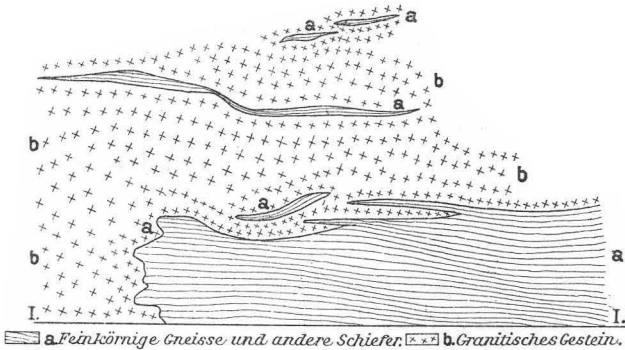
³⁾ Tschermak's Mittheil., 1891, XII, pag. 412, und Sitz.-Ber. der Berl. Akad. d. Wiss., 1896, pag. 1036—1037.

Ich selbst habe Dalmer's vortrefflichen Auseinandersetzungen vorläufig nur wenig hinzuzufügen, da ich die mikroskopische Untersuchung meines Materiales noch nicht begonnen habe. Immerhin möchte ich schon jetzt hervorheben, dass kaum 20 Minuten von Pontresina an der Berninastrasse, und zwar auf der linken Seite beim Hinaufgehen eine grössere Anzahl von Schieferschollen in dem grobkörnigen granitischen Gestein eingebettet und auf den glazial abgeschliffenen Felsen vortrefflich entblösst sind.¹⁾ Die erste ist vollständig frei von makroskopisch erkennbaren Granit-injectionen. Ihre Grenze ist scharf. Das Streichen der Schiefer ist N 40—50 W, das Fallen nach Norden gerichtet, mässig stark. Die zweite Scholle ist 17 Schritte lang im Streichen aufgeschlossen und bedeckt normal zum Streichen auf dem schrägen Hange eine etwa 7 Schritte breite Fläche. Sie enthält Quarzadern mit etwas Feldspath und zeigt deutliche Wechsel-lagerung von quarzitischen und gneissigen Gesteinen. Das Streichen dieser Schiefer ist N 20 W bei ganz steilem östlichen Fallen. Granit-injectionen sind nicht wahrnehmbar. Die dritte Scholle ist kleiner, nur etwa 6 Schritte lang und an der breitesten Stelle 2 Meter hoch. Sie keilt sich auf der einen Seite rasch im Granit aus, wird aber auf der anderen Seite deutlich gegen das Streichen vom Granit abgeschnitten. Eine vierte und fünfte Scholle sind ausserordentlich schmal und der Masse nach viel unbedeutender als die ersten drei und die gleich zu beschreibende sechste. Auch sie haben ihre Hauptausdehnung im Sinne ihres Streichens und sind offenbar parallel zu einander in dem Eruptivgestein verflösst. Am interessantesten ist die sechste Scholle, die auf eine Erstreckung von über 60 Schritten aufgeschlossen und auch normal zum Streichen ziemlich mächtig ist. Sie ist ganz und gar von gern, aber nicht immer dem Streichen folgenden Granitgängen durchsetzt und auch randlich, in der Nähe der vierten und fünften Scholle gewissermassen ausgefasert, so dass der Granit keilförmig zwischen die Gneiss-Schichten eindringt und an einer Stelle ein Schichtstück bereits abgelöst und verflösst hat. Wahrscheinlich sind auch die vierte und fünfte Scholle solche durch den Granit abgelöste Schichten. Ich gebe diese Verhältnisse in der beifolgenden Skizze wieder (Fig. 10). Das Streichen der Schichten in der sechsten Scholle wechselt ziemlich stark, und zwar von N 35 W bis N 80 W

¹⁾ Ich weiss nicht, ob dies die schon von Dalmer erwähnten Aufschlüsse sind oder nicht.

bei stets steilem östlichen oder nördlichen Fallen. Vorwiegend mass ich N50—70 W. Bemerken möchte ich noch, dass die die Scholle durchsetzenden Granitapophysen sich mitunter gabeln, beziehungsweise vereinigen und dass diese Apophysen zwar zum Theil etwas glimmerärmer und insofern aplitischer sind, zum Theil aber ganz genau dem typischen Granit entsprechen. Ich hoffe bald mittheilen zu können, ob die mikroskopische Untersuchung dieser Schollengesteine Anzeichen einer Contactmetamorphose ergibt oder nicht.

Fig. 10.



Ansicht eines Aufschlusses an der Berninastrasse, 20 Minuten oberhalb Pontresina. I Niveau der Strasse. Länge des in der Zeichnung wiedergegebenen Theiles des Aufschlusses etwa 8 Schritt.

Diese Beobachtungen, die im besten Einklange mit Dalmer's Resultaten stehen, lassen ebenfalls keinen Zweifel an der eruptiven Natur des Pontresinaer Granites. Zum Schlusse möchte ich noch erwähnen, dass auch ich an der Berninastrasse zahlreiche Blöcke von gequetschtem und infolge dessen gneissig erscheinendem Granit sah.

III. Granitische Massen westlich der Adamellogruppe.

Val Sassina.

Oestlich vom Lago di Lecco, in der Val Sassina, treffen wir eine nicht unbeträchtliche, mehrfach in der Literatur besprochene granitische Kernmasse. Curioni erwähnt die Eruptivgesteine der Val Sassina ganz kurz in seiner „Geologia applicata delle provincie Lombarde“. ¹⁾ Er bezeichnet sie als „Syenit“, gibt an, dass sie stellen-

¹⁾ Milano 1877, Bd. I, pag. 416.

weise in eine „roccia silicea“ übergeht und schwankt, ob er sie für eine „roccia emersoria“ oder für ein Sedimentärgestein halten soll. G ü m b e l¹⁾ untersuchte Stücke unseres Gesteines, die aus einem Steinbruch zwischen Bindo und Introbbio stammen, auch mikroskopisch und bezeichnete es als einen feinkörnigen, an braunem Glimmer reichen Granit. Er fand in ihm weder weissen Glimmer noch Hornblende, wohl aber ein Mineral, das wahrscheinlicher zum Augit als zur Hornblende zu rechnen sei. Feldspath und Glimmer waren aber in seinen Proben schon stark umgewandelt. Er ist unsicher, ob er die umgebenden krystallinen Schiefer als Glimmerschiefer oder als glimmerige Phyllite bezeichnen soll, hält es aber für sicher, dass sie „einer jüngeren Formation der archäolithischen Periode“ angehören. V a r i s c o²⁾ erwähnt einen Hornblendegranit aus der Valtorta, hält ihn für ein geschichtetes Gestein, beschreibt seine Verbreitung und erklärt ihn zusammen mit den Gneissen und Glimmerschiefern für „protozoisch oder azoisch“. Im Jahre 1882 veröffentlichte mein Freund, Herr Professor Annibale Tommasi, eine interessante Abhandlung, betitelt: „Il Trias inferiore delle nostre Alpi coi suoi giacimenti metalliferi. — Il Pizzo dei Tre Signori.“ (Milano bei Vallardi.) Im Texte werden zahlreiche Angaben über die Verbreitung der granitischen Gesteine gegeben. Auf der Karte sind sie als Syenite und Granite zusammen mit Amphiboliten, Quarziten und Gneissen durch eine Farbe dargestellt und bilden im Verein mit diesen eine unregelmässig ellipsoidische Masse, die vom Grunde der Val Sassina oberhalb Introbbio im Westen bis ungefähr nach Rava in Valtorta im Osten reicht. Tommasi bezeichnet den gesammten Complex als azoisch und spricht sich nicht weiter über seine Bildung aus. — E. W. Benecke³⁾ beschreibt ganz kurz die krystallinen Schiefer der Valsassina und gibt einige mikroskopische Bestimmungen von Cohen. Er theilt mit, dass die granitischen Gesteine im Grunde der Valsassina von Devecchi bis nach Cortabbio reichen. Die Eruptivgesteine bezeichnet C o h e n als 1. vorherrschenden

¹⁾ Geogn. Mittheil. aus den Alpen. VII. Die Gebirge am Comer und Luganer See. Münchener Akad. d. Wiss., 1880, pag. 554.

²⁾ Note illustrative della carta geologica della Prov. di Bergamo, 1881, pag. 126 und 127.

³⁾ Erläuterungen zu einer geolog. Karte des Grignagebirges. Neues Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. III, 1884.

Amphibolbiotitgranit, 2. feinkörnigen grauen Biotitgranit, 3. feinkörnigen hellen glimmerarmen Biotitgranit. — Die beiden letzteren (l. c. pag. 203) durchsetzen nach Benecke das erstgenannte Gestein in zahllosen Gängen, sind also jünger. Der Biotitgranit durchsetzt etwas vor dem Wasserfall in Val Troggia den Gneiss in wenig mächtigen Gängen. „Da bei Devecchi die Conglomerate auf dem Granit liegen, so ist wohl anzunehmen, dass der Amphibolbiotitgranit zuerst heraustrat und eine ausgedehnte Decke auf dem Gneiss bildete. Dann folgte die Eruption der Biotitgranite.“ Bemerkenswert ist, dass Benecke, der viele Gerölle aus dem bei Devecchi unmittelbar auf dem Granit liegenden Verrucanoconglomerat untersuchte, niemals darin ein Granitgeröll fand. Ueber die krystallinen Schiefer der Val Sassina sagt Benecke (pag. 201): „Die Masse des krystallinen Schiefergebirges besteht aus Gneissen von recht mannigfaltiger Zusammensetzung, unter denen Hornblendegneisse eine grosse Rolle spielen. Glimmerschiefer oder an Feldspath arme Gneisse, quarzitisches und phyllitisch aussehende Gesteine mögen in den hangenden Partien, also besonders in der näheren Umgebung von Val Sassina besonders entwickelt sein.“ Zum Schlusse sei noch erwähnt, dass auch Cohen in einem granitischen Gesteine der Val Sassina ein zersetztes Mineral fand, das Augit zu sein schien.

Ein weiterer, wesentlicher Fortschritt in der Kenntniss unseres Gebietes wurde durch die Arbeit Taramelli's und durch die mikroskopischen Bestimmungen Brugnattelli's erzielt.¹⁾ Taramelli hebt hervor, dass die Schichten der das granitische Gestein umgebenden Schieferformation fast vertical stehen, dass in der Nähe des Contactes zwischen dem als Hornblendegranit bezeichneten Eruptivgestein und dem Gneiss in diesem Gänge eines helleren glimmerigen Granites auftreten und dass andere Gänge eines hellrothen Granites auch zwischen Mors und der Alpe di Bezzi auftreten. Auch Taramelli fand niemals in den dem Granit benachbarten Verrucanoconglomeraten Granitgerölle, obwohl auch er besonders darauf achtete. Hinsichtlich der Entstehung des granitischen Gesteines sagt er: „Senza escludere che il granito anfibolico formi una massa

¹⁾ T. Taramelli, Osservazioni [stratigrafiche nella Val Sassina e nella Valtorta. Rendic. Ist. Lomb. 1892.

eruttiva, dai rapporti da noi rilevati risulta pertanto che esso è interposto tra il gneiss al disotto e lo schisto micaceo quarziteo al disopra.“ Eine weitere sehr wichtige Beobachtung ist die, dass in der Val Felghera in dem granitischen Gestein unregelmässig begrenzte Bruchstücke von „quarzite micacea“ eingeschlossen sind (pag. 11), eine Beobachtung, die meiner Meinung nach beweist, dass diese, wie von Taramelli selbst hervorgehoben, den Granit überlagernden phyllitischen Gesteine älter als dieser sind.

L. Brugnatelli untersuchte auf Veranlassung Taramelli's eine Reihe von Handstücken auch mikroskopisch. Er hebt hervor (l. c. pag. 13), dass der Feldspath des „Granites“ von Val Ceresola und Valtorta, wo er noch einigermaßen frisch ist, polysynthetische Zwillingsstreifung aufweist, dass das massige Gestein demnach nicht zu den echten Graniten, sondern zu den Plagioklasgesteinen gehört. In einer anderen Varietät des Eruptivgesteines aus der Val Biandino fand er einen Pyroxen als reichlichen Gemengtheil. In einem „Gneiss“ von Introbio und in einem Schiefer vom Pian di Sera wies er Andalusit nach. Im Glimmerschiefer von Canale dei Predii (Valtorta) fand er Granat, Staurolith und Cyanit; und dieselbe Mineralcombination weist nach ihm auch ein Glimmerschiefer aus Val Grobbia auf. Auch zahlreiche andere Einzelheiten der mineralogischen Zusammensetzung der Val Sassina-Gesteine wurden von Brugnatelli kurz beschrieben.

Da das Vorhandensein der angeführten seltenen Mineralien in den dem Eruptivgestein benachbarten Schiefen auf Contactmetamorphose zu deuten schien, so entschloss ich mich, diese Untersuchungen fortzusetzen und erhielt von meinen Freunden, den Herren Professoren T. Taramelli und L. Brugnatelli, auf meine Bitte ihr ganzes Material an Stücken und Dünnschliffen. Ich sage ihnen dafür und für mündlich ertheilte Auskünfte auch an dieser Stelle meinen besten Dank. Ich selbst sammelte in der Val Sassina zwischen Introbio und Devecchi auf einer unter der gefälligen Führung des Herrn Prof. Taramelli unternommenen Excursion ein reichhaltiges Material und erhielt endlich noch von meinem Freunde Herrn Dr. C. Riva eine Anzahl von Stücken, die er in der Val Biandino auf meine Bitte gesammelt hatte. Obwohl ich nun bisher wegen anderweitiger Beschäftigungen erst einen Theil der nothwendigen Bestimmungen habe durchführen können, so will ich doch

einige wichtige, schon jetzt sicher feststehende Resultate hier mittheilen.

An einer Reihe von Localitäten in der Nähe des granitischen Gesteines enthalten die krystallinen Schiefer Mineralien, die den normalen Gesteinen der Val Sassina in weiterer Entfernung¹⁾ vollständig fehlen. Ja, stellenweise sind die dem massigen Gesteine benachbarten Schiefer als typische Contactgebilde entwickelt. Die erwähnten Mineralien sind Andalusit, Cordierit, Staurolith und Disthen. Mit ihnen zusammen treten drei andere Mineralien auf, die auch in grösserer Entfernung vom Contacte vorkommen und die man deshalb nicht ohne Weiteres als Contactbildungen ansprechen kann, Sillimanit, Turmalin und Granat. Indessen ist ihre Verknüpfung mit den schon angeführten Contactmineralien eine derartige, dass sie in den dem „Granite“ benachbarten Schiefen wahrscheinlich wenigstens zum Theil gleichfalls als Producte der Contactmetamorphose aufzufassen sind. Ich zähle die betreffenden Localitäten und Gesteine auf und schliesse dabei der Vollständigkeit halber die von Brugnatelli kurz beschriebenen Gesteine mit ein.

Costa Peghera (Valtorta, Gruppe des Pizzo dei tre Signori). Staurolith und Granat in einem gneissartigen Gestein, das unter der hier gemachten Voraussetzung von der contactmetamorphen Entstehung des Stauroliths und Granates als Granat- und staurolithführender Contactgneiss zu bezeichnen ist. — Piano della Sera (Valtorta, Brugnatelli, l. c. pag. 13). Andalusit ($c = a$, rosa) und stellenweise frischer, stellenweise zu einem sericitischen gelblichen Aggregat zersetzter Cordierit. Dieser enthält feine Nadeln von Sillimanit (?) und Biotitblättchen. Bei der Zersetzung verlaufen die Spalten normal zur Längserstreckung der Krystalle. Das Gestein ist gneissartig und demnach wahrscheinlich zu den Contactgneissen gehörig. — Valle Stabina (Valtorta). Andalusit ($c = a$, rosa) mit Biotit- und Quarzeinschlüssen. Auch hier stellenweise ein sericitisch zersetztes Mineral, das vielleicht Cordierit war. Feine zu Büscheln gruppirte Nadeln von Sillimanit (?).

¹⁾ Hiebei wird natürlich von den staurolith-, turmalin- und granatreichen Glimmerschiefen des Nordabhanges der orobischen Kette abgesehen. Diese durch Melzi's Untersuchungen (Giornale di Mineralogia, 1891, pag. 4—16) bekannt gewordenen Bildungen sind normale Glieder des Grundgebirges und gehören jedenfalls einem viel tieferen Niveau an als die contactmetamorphosirten Schiefer der Val Sassina.

Das Gestein führt nur wenig Feldspath und gehört vermuthlich zu den Contact-Glimmerschiefern. — *Piano del Lavezz (Valtorta)*. Andalusit (?) und zersetzte sericitische Massen in Glimmerschiefer. — *Canale dei Predii (Valtorta)*. Granat, Staurolith (mit deutlichem Pleochroismus zwischen hellerem und dunklerem Gelb). Ein Schnitt von farblosem Disthen mit rechtwinkligen Spaltrissen lässt im convergenten Licht eine optische Axe central austreten. In dem Interferenzbilde sind die Farben unsymmetrisch vertheilt. Grosse Blätter eines farblosen Minerals vom Habitus des Muscovites. Das Gestein selbst hat den Charakter eines Glimmerschiefers und ist wohl ein Contactglimmerschiefer. — *Valtorta*. Gelbgrünes, sericitisches Aggregat nach Cordierit (?) in einem gneissartigen Gestein. Der Glimmer ist Biotit. — *Val Biandino*. 1. Cordierit, fast das ganze Gestein zusammensetzend. (Lichtbrechung sehr ähnlich der des Quarzes und Balsams, mit gelben pleochroitischen Höfen um Zirkonkrystalle; die Schwingungsrichtung der gelben Strahlen entspricht der Richtung der grössten optischen Elasticität, die ihrerseits wieder mit der Längserstreckung der Krystalle zusammenfällt. Gerade Auslöschung, Zersetzungserscheinungen typisch für Cordierit.) Zusammen mit dem Cordierit als wesentlicher Gemengtheil Biotit. Wenig Quarz und Sillimanit ($c = c$). Das Gestein ist nicht schiefrig und jedenfalls ein echter Hornfels-Aviolit oder Biotit-Cordierithornfels. 2. Granat in zahllosen, kleinen Krystälchen in einem Biotitgneiss. Apatit in grossen Körnern ($c = a$). Contact (?) -Granatgneiss. 3. Cordierit, frisch mit gelben pleochroitischen Höfen (Schwingungsrichtung der gelben Strahlen = a) und rundlichen Biotitblättchen, zersetzt sich meist zu sericitischen, mitunter auch zu serpentinähnlichen Massen. Etwas Andalusit ($c = a$), gleichfalls mit sericitischen Zersetzungsproducten. Sillimanit ($c = c$). Viel Feldspath und Biotit. Hornfels-Cordierit-Edolit oder Hornfels-Feldspath-Aviolit. — *Bosco Caravino*. *Val Biandino*. (Nicht schiefrige Stücke aus einer Schutthalde zusammen mit Schiefen und dem Eruptivgestein.) Cordierit (Lichtbrechung nahe der des Balsams; mit pleochroitischen Höfen; Schwingungsrichtung der gelben Strahlen = a ; partiell faserig zersetzt; die Fasern parallel a gestellt) umschliesst Nadeln von Sillimanit (?), Gestein sonst Biotitgneiss, also wohl ein nicht schiefriger Hornfels-Cordieritgneiss. — Aus derselben Gegend stammen mehrere andere von mir untersuchte Stücke, die sich durch Cordieritgehalt

auszeichnen. Der Cordierit ist in ihnen meist zu sericitischen Massen zersetzt; doch sind stellenweise noch in frischen Resten um vereinzelte oder zusammengelagerte kleine Zirkon-(?)körnchen noch die gelben, pleochroitischen Höfe erhalten. Der Glimmer ist stets Biotit. Eines der Gesteine gehört zu den Hornfels-Quarz-Avioliten, die anderen sind entweder Hornfels-Gneisse oder Contact-Gneisse. — *Paradiso dei Cani*, oberhalb *Introbio*. Sericitisch zersetztes Mineral (Cordierit?) in feinkörnigem Biotitgneiss. — Auch in einem Schliß des *Gabinetto geologico della R. Università di Pavia*, der nur die Etikette „*Introbio. 59*“ trägt, fand ich eine feinfaserige, grünlichgelbe sericitische Masse, die von Cordierit herzurühren schien, zusammen mit Andalusit (*Pleochroismus rosa-farblos*) und grossen wohlbegrenzten Krystallen von Turmalin (*O* gelblich braun, *E* blassgelb). Das Gestein ist gneissartig und dürfte wohl zu den Contactgneissen gehören. — *Cortabbio (Val Sassina)* Cordierit (?), zersetzt zu einem gelblich grünen, lebhaft doppelbrechenden Mineral, wohl Sericit, enthält noch Quarz- und Biotit-Einschlüsse. Das Gestein ist ein Gneiss. — *Canale delle Bore. Mte. Pegolotto (Bedolo)*. Turmalin und Granat in einem Glimmerschiefer mit weissem Glimmer.

Es ist bemerkenswert, dass weder die Untersuchungen *Gümbel's*, *Benecke's* und *Cohen's*, noch die von *Taramelli*, *Tommasi* und *Brugnatelli*, noch endlich meine eigene je dazu geführt haben, den aufgeführten Gesteinen analoge Typen in der weiteren Umgebung des Eruptivgesteines nachzuweisen. Es wird daher wohl allgemein als berechtigt anerkannt werden, wenn ich die beschriebenen Gesteine wenigstens zum grössten Theile als Contactgebilde des Eruptivgesteins in Anspruch nehme. Ob sie sämtlich vollständig umkrystallisirt sind, oder ob in den meisten von ihnen nur einzelne Gemengtheile umkrystallisirten und neue Gemengtheile lieferten, das steht bisher nicht sicher fest. Da indessen das letztere wahrscheinlicher ist, so habe ich diese Anschauung auch in der Benennung zum Ausdrucke gebracht.

Auch das Eruptivgestein selbst ist in hohem Masse interessant. Ich muss freilich auch hiebei um Entschuldigung bitten, wenn ich mit noch sehr unvollständigen Resultaten hervortrete. Da ich indessen nicht weiss, wie lange es dauern wird, ehe ich genauere Untersuchungen, insbesondere Feldspathbestimmungen vornehmen kann, will ich das Wenige, was mir bekannt ist, schon jetzt publiciren.

Das Eruptivgestein ist in den zahlreichen Stücken, die ich an Ort und Stelle sammelte oder im Handstück untersuchen konnte, stets körnig, ohne eine Spur von Grundmasse. Der Feldspath dürfte überwiegend Plagioklas sein, obwohl auch echt granitische Gesteine auftreten, wie z. B. an der Alpe Besso nördlich von der Val Rossiga, wo der Orthoklas in grösseren Karlsbader Zwillingen erscheint. Quarz ist ein selten fehlender, meist wesentlicher Gemengtheil. Sehr interessant ist das Verhalten der dunklen Silicate. Fast stets findet sich ein nicht näher untersuchter Biotit, häufig grüne Hornblende; und in manchen Varietäten der Val Biandino tritt rhombischer Pyroxen in erheblicher Menge auf und verdrängt die anderen dunklen Gemengtheile. Accessorisch finden sich Apatit, Zirkon, Eisenerze und als Einschluss im Quarz die bekannten dünnen, nicht näher bestimmten Nadeln der Granit- und Quarzdiorit-Quarze. Wenn wir von den seltenen und wohl nur vereinzelt auftretenden echt granitischen Gesteinen absehen und zunächst einmal den anscheinend nicht sehr wesentlichen Orthoklasgehalt unserer Gesteine bei der Benennung vernachlässigen, so bilden diese eine vollständige Reihe von echten Quarznoriten durch glimmerführende Quarznorite hindurch zu Quarzglimmerdioriten, dann zu Hornblende führenden Quarzglimmerdioriten, Tonaliten und seltenen quarzfreien Glimmer-Hornblende- und wahrscheinlich auch Hornblende-Dioriten.¹⁾ Es überwiegen wohl die gemeinen Quarzglimmerdiorite. — In welchen geologischen Beziehungen die einzelnen Varietäten zu einander stehen, das ist noch nicht klar. Dennoch will ich wenigstens kurz meine Aufzeichnungen über das Vorkommen der verschiedenen Varietäten mittheilen. 1. Quarznorite. Val Biandino. 2. Reine Quarzglimmerdiorite. Zwischen Devecchi und Cortabbio alle anderen Varietäten fast ganz verdrängend. — Forno della Grobbia (Valtorta). 3. Hornblende führende Quarzglimmerdiorite. Zwischen Devecchi und Cortabbio. — Val Biandino, in der Umgebung des Ponte dei ladri ai forni. 4. Echte Tonalite. Val Ceresole-Valtorta, Val Biandino mehrfach. 5. Pyroxen führender Tonalit. Val Biandino. 6. Glimmer führende Quarzhornblendediorite. Val Biandino, oberhalb des Wasser-

¹⁾ Ich bin nicht ganz sicher, ob es sich bei den mir vorliegenden Stücken nicht vielleicht theilweise um Feldspath-Amphibolite handelt.

falls, beim Anstieg hinter der Moräne. 7. Quarzhornblendediorite. Val Ceresole. Val Biandino. 8. Quarzführende Hornblendediorite. Zwischen Introbio und der Alpe Foppabona. 9. Hornblende-Glimmerdiorit. Zwischen Devecchi und Cortabbio und bei Fontana rossa, Val Caravino (Valtorta). 10. Hornblendediorit. Val Biandino, kurz bevor man Val di Cam erreicht. — Vielleicht auch Canale dei Predii, Val Caravino und andere Orte, wo es indessen bisher nicht sicher feststeht, ob es sich um Hornblendediorite oder um Feldspathamphibolite handelt.

Ich möchte bei dieser Gelegenheit einige Worte über den Pyroxen der Quarznorite der Val Biandino sagen, der wahrscheinlich mit dem von den schon citirten Autoren aufgeführten Pyroxen der granitischen Gesteine der Val Sassina übereinstimmt und demnach, wenn auch vielleicht in geringerer Menge, eine weite Verbreitung innerhalb der Eruptivgesteine dieses Gebietes haben dürfte. Die Interferenzfarben gehen in Schliffen, in denen Quarz höchstens lebhaft gelb (I. Ordnung) wird, bis zum Grünlichblau der zweiten Ordnung. Auf Längsschnitten tritt oft die eine Bisectrix, auf Querschnitten die andere, beziehungsweise bei offenbar schiefer Lage eine optische Axe aus. Die Längsrichtung der Krystalle entspricht der Richtung kleinster Elasticität ($c = c$). Die Spaltbarkeit folgt vier Richtungen, nämlich den Flächen des verticalen Prismas und der beiden verticalen Pinacoiden. Der Pleochroismus ist sehr schwach, $c =$ gelblich grün, a und b gelblich, doch die eine dieser beiden Richtungen vielleicht mitunter mit ganz schwachem Stich in's Rosa. Die Auslöschung ist in nicht schiefen Schliffen stets gerade. Die Längsschnitte lassen mitunter Einlagerungen von etwas anders doppelbrechenden Lamellen wahrnehmen. Alle diese Charaktere stimmen gut für rhombische Pyroxene, die, nach dem Pleochroismus zu urtheilen, etwa an der Grenze zwischen Bronzit und Hypersthen stehen. Eine genauere Entscheidung war mir bisher nicht möglich.

Es bleibt mir nur noch übrig, kurz auf die schon bei der Besprechung der Klausener Eruptivmassen¹⁾ ausführlich behandelten spinellführenden Einschlüsse einzugehen. In den Quarznoriten der Val Biandino, sowie in dem Tonalit desselben Thales fand ich sehr kleine, aber noch mit blossem Auge erkennbare Reste

¹⁾ Pag. 118 dieser Arbeit.

von wahrscheinlich zum Theil resorbirten Einschlüssen, die aus einer feinfaserig sericitischen Masse vom Habitus der Cordieritzersetzungsproducte bestehen. Sie enthalten innerhalb dieser Zersetzungsproducte Anhäufungen von optisch isotropem grünen Spinell, vereinzelt grössere Krystalle von langgestrecktem Ilmenit und seltenere kleine Körner eines doppelbrechenden, stark lichtbrechenden farblosen Mineralen, das wahrscheinlich zum Korund gehört. Der Spinell bildet mitunter skeletartige Aggregate. Die feinfaserigen, sericitischen Massen lassen im gewöhnlichen Licht noch mitunter die Grenzen der kleinen Körner des ursprünglichen Minerals erkennen. In dem Tonalit fand ich ausser einem solchen Einschluss auch noch in der Gesteinsmasse selbst, ähnlich wie in den Eruptivgesteinen des Vildarthales bei Klausen, eine Anhäufung von Turmalinkrystallen. — Die Grenzen der Einschlüsse sind vollständig scharf. In einem der Einschlüsse des Quarzporites erkennt man feine Apophysen des Magmas. — Ueber die Entstehung dieser Gebilde habe ich mich schon auf pag. 123 ausgesprochen. Ich wiederhole hier nur, dass sie wahrscheinlich die letzten von der Einschmelzung verschonten Reste von Cordieritgesteinen sind, jedenfalls aber echte Einschlüsse. Es wäre interessant, zu untersuchen, ob die grosse Häufigkeit solcher Cordierit-Spinell-Einschlüsse gerade in Pyroxengesteinen nicht vielleicht damit zusammenhängt, dass saurere Eruptivgesteine, wenn sie viel Cordierit einschmelzen, Pyroxene auskrystallisiren lassen. Für den Spinell wäre es dann zu untersuchen, ob er immer ein echtes Contactproduct und nicht mitunter auch, wie in dem schon citirten Experiment von Vogelsang und mir, ein nach der Einschmelzung des Cordierites direct aus dem Magma auskrystallisirendes Resorptionsproduct ist.

Fassen wir die geologischen Resultate der vorstehenden Ausführungen zusammen. Das Vorkommen von Einschlüssen der Nebengesteine, und zwar sowohl der liegenden wie der hangenden, zusammen mit ihrer Contactmetamorphose, das Fehlen von Detritus der massigen Gesteine in den auf und neben ihnen lagernden Sedimenten, sowie endlich das Vorhandensein von Gängen der massigen Gesteine in den Nebengesteinen liefern den Beweis, dass auch die Quarzglimmerdioritmasse der Val Sassina ein unterirdisch erstarrter Intrusivkörper ist, von dem es nur noch unbekannt ist, ob er zu den Lakkolithen oder zu den stockförmigen

Gebilden zu rechnen ist. Ueber das Alter der Eruptivmassen steht nichts weiter fest, als dass sie wahrscheinlich jünger als der dort permische Verrucano sein dürften, da dieser, selbst wo er unmittelbar auf ihnen lagert, dennoch keine Gerölle von ihnen enthält. Auf der anderen Seite sind sie sicher älter als das ältere Diluvium. Eine engere Begrenzung der Intrusionsepoche lässt sich aber zur Zeit leider nicht durchführen; und es muss ausdrücklich hervorgehoben werden, dass bisher für jede der zwischen dem Perm und dem Diluvium liegenden Epochen die gleiche Wahrscheinlichkeit vorliegt, dass also die Intrusion ebensogut in der Trias wie im Tertiär stattgefunden haben kann.

Baveno und einige andere piemontesische granitische Massen.

Auf der Westseite des Lago Maggiore, in dem herrlichen Golfe von Pallanza, treffen wir bei Baveno einen Ausläufer eines neuen, an granitischen Massen reichen Districtes, des piemontesischen, an. Der Granit von Baveno ist wahrscheinlich keine isolirte Masse, sondern hängt, wie Struever¹⁾ hervorhebt, jedenfalls unterirdisch mit den Graniten von Mont'Orfano und Alzo zusammen, von denen der letztere sich seinerseits gegen Süd-West bis über die Sesia hinaus erstreckt. Auch weiter im Westen treffen wir verschiedene granitische oder granitoide Massen, von denen ich hier nur kurz den Granit von Cuognè und die Syenite von Traversella und Biella erwähnen will. Da ich nur den Bavenöer Granit an Ort und Stelle untersucht habe und auch Gesteinsmaterial und Schriffe fast nur aus der Umgebung dieses und der mit ihm zusammenhängenden Massen, sowie aus der Gegend von Traversella zur Verfügung gehabt habe, so werde ich bei der Besprechung von den übrigen Kernen fast ganz absehen und speciell die granitischen Massen des Hochgebirges aus dem Spiel lassen.

Es ist unnöthig, eine eingehende historische Darstellung zu geben; da wir bereits Parona²⁾ und Struever³⁾ ausführliche historische und kritische Besprechungen der gesammten älteren

¹⁾ Sui minerali del Granito di Alzo. Rend. Accad. Lincei, 1892, pag. 366.

²⁾ Valsesia e Lago d'Orta. Atti Società Ital. Sc. nat. Vol. XXIX. Milano 1886.

³⁾ Contribuzioni allo studio dei graniti della bassa Valsesia. R. Accad. Lincei.

Literatur verdanken, und da Traverso¹⁾ ein bis zum Jahre 1894 durchgeführtes, sehr reichhaltiges Literaturverzeichnis gegeben hat. Ich beschränke mich daher darauf, kurz die wichtigsten Hypothesen über die Entstehung unserer Granitmassen zu citiren, und verweise hinsichtlich grösserer Einzelheiten auf die eben erwähnten Arbeiten.

Die piemontesischen Granite wurden, wenn wir von den ältesten und allerjüngsten Arbeiten absehen, eigentlich nur von Gerlach und Spreafico für eruptiv gehalten, von der grossen Majorität der Geologen aber, die sich mit ihnen beschäftigten, entweder für metamorphe oder für bereits ursprünglich aus alten Meeren von abweichender physikalischer und chemischer Beschaffenheit krystallin abgesetzte Sedimente erklärt. Erst Struever hob die Unwahrscheinlichkeit dieser letzteren Deutung hervor und lieferte den Nachweis, dass man zwar, wenigstens zur Zeit der Abfassung der Struever'schen Abhandlung, noch keinen absoluten Beweis für die Eruptivität jener Granite geben konnte, ebensowenig aber einen Beweis dagegen, und dass jedenfalls die grössere Wahrscheinlichkeit für ihre eruptive Entstehung sprach. Von den nach dem Erscheinen der Struever'schen Arbeit veröffentlichten Abhandlungen kommen für uns fast nur noch das schon citirte Traverso'sche Buch und eine kleinere Arbeit desselben Verfassers „Ricerche geognostiche e microscopiche su alcune rocce dell'alto Canavese“²⁾ in Betracht, da diese den Bavenoer Granit und den Traversella-Syenit ausführlich behandeln. Ich verdanke es der Güte meines Freundes, des Herrn Ingenieur Stefano Traverso, dass ich zahlreiche seiner Originalschliffe und auch eine kleine Zahl von ihm studirter Gesteinsstücke selbst habe untersuchen können und danke ihm auch an dieser Stelle für sein liebenswürdiges Entgegenkommen. Das letztere war un so rühmlicher, als wir in zahlreichen Punkten ganz verschiedener Meinung sind und uns demnach bekämpfen müssen. Das verhindert aber nicht, dass ich die dauernden Resultate und die Verdienste Traverso's schätze und öffentlich anerkenne.

Man sollte erwarten, dass der kolossale Steinbruchbetrieb bei Baveno auch Aufschlüsse über die Contactverhältnisse des Granites

¹⁾ Geologia dell'Ossola. Genova 1895.

²⁾ Atti Società Ligustica di Scienze naturali e geografiche. Genova 1894.

und der ihn umlagernden krystallinen Schiefer gegeben hätte. Sehen wir nun, was darüber bekannt ist. Studer¹⁾ sagt: „Die Granitmasse von Baveno ist von Glimmerschiefer umgeben, der am Fusse des Berges mit 45° nach S40O einfällt, weiter südwärts sich in steiles Ostfallen umdreht und als eine Vorkette höher aufsteigend, den in den Motterone fortsetzenden Granit vom See trennt. Auf der Grenze des Granits und des Glimmerschiefers, in einem beide Steinarten trennenden Quarzband, liegen die früher bearbeiteten Kupferkiesgruben.“ Es ist wohl diese Angabe, welche die meisten Forscher, die Baveno besuchten, von einer genaueren Untersuchung der Grenzverhältnisse abhielt. Sie ist indessen nicht ganz genau. Freilich, wendet man sich aus dem Steinbruch zu den niedrigen bewachsenen Hügeln unterhalb des Granites, so findet man phyllitische Gesteine, die steil in südöstlicher Richtung einfallen²⁾; und diese Phyllite sind in ganz unglaublicher Weise zertrümmert, zerquetscht und von Quarzadern durchtrümmert. Stellenweise bildet sich auch wirklich eine fast reine Quarzmasse heraus. Auch mikroskopisch sind die enorm starken Quetschungen sehr deutlich. Vermuthlich sind an dieser Stelle grössere und kleinere Verschiebungen thätig gewesen und verschleiern den ursprünglichen Gesteinscharakter und die Natur des Contactes.

Auf einer im Frühjahr 1896 in Gemeinschaft mit meinem Freunde, Herrn Professor Taramelli, unternommenen Tour entdeckten wir beide ein äusserst lehrreiches und für die Auffassung des Granites von Baveno fundamentales Profil in der kleinen Runse, die für den in dem Steinbruch stehenden auf der linken Seite von dem Berge herunterzieht und schon ausserhalb des Steinbruchbetriebes liegt. Steigt man in ihr von unten in die Höhe, so trifft man erst N25O streichende und mit 45° nach OSO einfallende krystalline Schiefer, deren Streichen sich gegen oben allmählich nach N40O wendet, wobei auch das Fallen schwächer wird, nämlich nur noch 25° (in südöstlicher Richtung) beträgt. In diesen Schiefern setzt ein etwa 1 Meter mächtiger Granitgang auf, der sich von dem typischen Bavenoer Granit durch feineres Korn und etwas geringeren Biotitgehalt unterscheidet. Der Gang ist den

¹⁾ Geologie der Schweiz. Bd. I, pag. 284.

²⁾ Ich mass an einer Stelle N10—20O-Streichen bei 75° Ostsüdost-Fallen.

Schichtflächen ziemlich, aber nicht genau parallel. Ueber ihm folgen von neuem N40 streichende und mit 20° nach Südost fallende Schiefer und dann ein etwa 30 Centimeter mächtiger nach links oben, also von der Hauptmasse des Granites weg, auf eine Strecke von 1½ Meter fast ganz auskeilender Gang desselben Granites. Es folgen von neuem Schiefer und von neuem Granitgänge; und je weiter man hinaufsteigt, um so complicirter und unregelmässiger wird dieser andauernde Wechsel. Die Zahl der Granitgänge ist erstaunlich. Ihre Mächtigkeit wird nach oben gleichfalls grösser und übersteigt oft mehrere Meter.

Sie haben eine Tendenz, den Schichtfugen parallel zu verlaufen, was indessen nicht verhindert, dass man bei genauer Untersuchung fast überall erkennt, dass der Parallelismus nur ein scheinbarer ist oder nicht lange anhält. Sie sind rechts, also gegen die Hauptmasse des Granites hin, mächtiger und keilen sich, wo man überhaupt eine Abnahme der Mächtigkeit constatirt, nach links aus. Sie sind also unzweifelhaft echte Apophysen der in dem Bruche in so grosser Mächtigkeit aufgeschlossenen Granitmasse. Ich bemerke dabei ausdrücklich, dass es sich weder um Pegmatit, noch um echten Aplit, sondern um etwas zum Aplit hinneigende Granitgänge handelt. Ich untersuchte das Gestein auch mikroskopisch und constatirte, dass es wesentlich aus Orthoklas, saurem Plagioklas, Quarz und Biotit besteht, wobei allerdings der Biotit in kleinerer Menge als in dem normalen Granit auftritt. Dies Saurerwerden einer granitischkörnigen Masse und das Kleinerwerden ihres Kornes gegen den Contact hin sind aber Erscheinungen, die man von zahlreichen Granitmassiven kennt und die daher nicht Wunder nehmen können.¹⁾ Accessorisch treten Zirkon (mit pleochroitischen Höfen im Biotit), ganz wenig Eisenerze und in äusserst kleiner Menge Muscovit auf. Von diesem steht es indessen nicht fest, ob er primär oder secundär ist. Ich möchte diesen Granit nach dem Vorgange Becke's als einen „biotitarmen Randgranit“ bezeichnen. Ganz ähnliche Gesteine fand ich auch in der Cima d'Asta-Gruppe am Contacte der Granitmasse mit den krystallinen Schiefnern bei Canale San Bovo und Caoria.

Nicht weniger interessant sind die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung der in dem Contacte mit dem Granite befindlichen Schiefer.

¹⁾ Vergl. z. B. die schöne Arbeit von Becke über den Tonalit der Rieserferner.

In den gequetschten, von Quarz durchtrümmerten phyllitischen Gesteinen unterhalb des Steinbruches fand ich als Componenten nur Muscovit, Chlorit, Feldspathe, Quarz, etwas Braunspath, Magnetit und Apatit; vielleicht ist ein Theil des Chlorits als Umwandlungsproduct primären Biotites aufzufassen. Die Gesteine sind theils echte Phyllite, theils Feldspathphyllite oder Phyllitgneisse. — In den krystallinen Schieferen der Runse, zwischen den Granitapophysen, treten die folgenden Mineralien auf: Korund, Cordierit, Andalusit, viel Biotit, Feldspath, Quarz, Muscovit, Apatit, Eisenerz, Zirkon, Turmalin. -- Chlorit und Rutil fand ich nur als secundäre Gemengtheile. — Ich halte die von diesen Mineralien zusammengesetzten Gesteine für echte Contactgesteine, von denen es freilich zur Zeit noch nicht feststeht, ob sie als vollständig umgewandelte Phyllite oder als unvollständig metamorphosirte Glimmerschiefer und Gneisse aufzufassen sind. Das erstere ist mir allerdings wahrscheinlicher.

Ich will bei der Wichtigkeit dieser Beobachtung einige kurze Beschreibungen der Gesteine geben, bei denen ich von allen Einzelheiten und besonders von genauen Beschreibungen und Bestimmungen der Feldspäthe vorläufig ganz absehe. — Ich sammelte in der Runse ein schiefriges, Quarzlagen führendes Gestein, das ich auf Grund der pag. 35—42 dieser Arbeit beschriebenen Nomenclatur als korundführenden Hornfels-Cordierit-Edolit bezeichne. Es enthält von der übrigen Gesteinsmasse abgesonderte Quarzlagen und besteht sonst wesentlich aus Biotit, Feldspath, zersetztem Cordierit und nicht ganz wenig Korund.¹⁾ Accessorisch treten schwarzes Eisenerz in Körnern (Magnetit?), Pyrit und etwas Apatit auf. Die Umwandlungsproducte des Cordierits sind meist sericitisch feinfaserig und gelblich gefärbt. Sie enthalten oft noch um kleine Zirkonkryställchen dunkle Höfe, die letzten Residua der gelben Höfe des Cordierits. — Ein zweiter in der Runse verbreiteter Gesteinstypus ist ein äusserst feinkörniger zweiglimmeriger Gneiss mit abgesonderten Quarzlagen. Ein dritter Typus ist ein Gestein, das entweder ein stark umgewandelter Phyllit oder ein schwach beeinflusster Glimmerschiefer ist und demgemäss entweder als Hornfels - Cordieritglimmerschiefer oder als

¹⁾ Ich bemerke ausdrücklich, dass ich in diesem wie in allen anderen Fällen, wo ich Korund als Gemengtheil aufführe, stets festgestellt habe, dass es sich nicht um Verunreinigung der Präparate durch Schmirgelkörner handelt.

Contact-Cordieritglimmerschiefer zu bezeichnen ist. Es enthält als sicher primäre, wesentliche Gemengtheile nur Quarz und Biotit, ausserdem aber Zersetzungsproducte, die ich ihrem ganzen Habitus nach auch hier nur dem Cordierit zuschreiben kann. Accessorisch führt es Apatit, Turmalin, stark lichtbrechende, schwach doppelbrechende Körnchen vom Habitus des Korund und wenig stärker als der Quarz lichtbrechende, längliche, farblose Körner von schwacher Doppelbrechung, bei denen die Längsrichtung ebenso wie beim Apatit der Richtung der grössten optischen Elasticität entspricht, die aber nicht recht den Habitus des Apatites haben. Es ist mir sehr wahrscheinlich, dass es sich hier um Andalusit handelt. — Sehr häufig findet sich endlich ein schiefriger Hornfelscordieritgneiss mit ganz zersetztem Cordierit. Er enthält wesentlich Biotit, Feldspath, Quarz und Zersetzungsproducte des Cordierits. Secundärer Muscovit ist häufig; ob auch primärer vorhanden ist, das steht nicht fest. Accessorisch tritt Apatit auf.

Aus den angeführten Beobachtungen scheint mir hervorzu-
geben, dass in der Runse, in der wir ja unzweifelhaften Primär-
contact haben, die krystallinen Schiefer von dem Granit metamor-
phosirt sind, während unterhalb des Steinbruches wahrscheinlich Ver-
schiebungen einen secundären Contact erzeugten und vielleicht auch
den Gesteinscharakter durch Dynamometamorphose veränderten. Jeden-
falls gelang es mir dort nicht, Spuren einer Contactmetamorphose
nachzuweisen. Wie das aber auch sein mag, so reicht schon das be-
schriebene Profil aus, um die eruptive Natur des Granites von
Baveno festzustellen. Ausserdem will ich aber noch anführen,
dass ich schon im Jahre 1894, bei einem Besuche des Steinbruches,
in dem der Runse nächsten Theile einen Granitblock mit einem
echten Einschluss fand, der, wie die mikroskopische Unter-
suchung ergab, ein typischer Andalusit führender Hornfelsgneiss ist.
Ich bemerke ausdrücklich, um Missverständnissen vorzubeugen, dass
es sich dabei nicht um einen der bekannten dunklen Körper handelt,
wie sie sich wohl in allen Graniten, Syeniten und Dioriten der Welt
finden und in der Literatur entweder als „basische Ausscheidungen“
oder als „Concretionen“ oder als „Schlierenknödel“ aufgeführt sind.
Es ist vielmehr ein echter, eckiger Einschluss. — In dem ganzen
übrigen Material des Bruches sah ich weder Einschlüsse noch Schlieren-

knödel, obwohl ich bei zweimaligem Besuche sehr eifrig danach suchte.¹⁾

Auch von anderer Seite sind Beobachtungen gemacht worden, die im Verein mit den eben angeführten für die eruptive Natur unseres Granites sprechen, obwohl sie bei dem lebhaften Meinungscontrast, der bisher über diese Frage herrschte, meist nicht recht gewürdigt wurden. So sagt der für unsere Wissenschaft zu früh verstorbene Spreafico, den ich für einen sehr gewissenhaften Beobachter halte, in einer posthumen, von Taramelli herausgegebenen Abhandlung²⁾: „Pare dunque indubitato che le due masse granitiche del Motterone e della Val Sesia formino una zona continua, la quale al sud-est è ricoperta dalla massa enorme del micascisto argilloso (Phyllit), mentre al nordovest è sostenuta da una massa di minore potenza d'uno scisto gneissico, tutto iniettato da filoni e rocce del medesimo granito. Da questa disposizione risulta evidente la interstratificazione del granito e quindi la sua età relativa.“ Consequenter Weise erklärt er den Granit auf pag. 8 für ein „esandimento“, eine Decke, die durch den Stronagneiss durchbrochen wäre und sich auf ihn gelegt hätte. Wir sehen indessen aus den schon angeführten Beobachtungen, dass der Granit auch in die hangenden Phyllite Gänge entsendet und sie metamorphosirt hat, also keine Decke, sondern eine Intrusivmasse sein muss. — Mehrere wichtige Beobachtungen verdanken wir ferner Parona.³⁾ Dieser

¹⁾ Erst nach der Niederschrift der vorliegenden Arbeit ging mir durch meines verehrten Lehrers, Herrn Geheimrath Zirkel's gütige Vermittlung eine lange vergebens gesuchte und, soweit mir bekannt, in der Literatur über Baveno ganz vernachlässigte kleine Notiz von G. vom Rath zu, die in dem den Verhandlungen des naturhistorischen Vereines der preussischen Rheinlande und Westfalens (Jahrg. XX, 1863) beigegebenen Correspondenzblatt (pag. 116) abgedruckt ist. Es heisst darin: „Gegen Süd grenzt an diesen Granit der Glimmerschiefer. Die Grenze zeigt die überzeugendsten Beweise der eruptiven Entstehung dieses Granitstockes. Der Granit dringt nämlich in schmalen, sich von der Hauptmasse abzweigenden Gängen in den Schiefer ein und umhüllt an der Gesteinsgrenze sehr zahlreiche Schieferbruchstücke.“ Ich vermüthe, dass G. vom Rath's Beobachtung sich auf die oben beschriebene Stelle bezieht, in welchem Falle die Priorität der Beobachtung natürlich diesem um die Erforschung der alpinen Granitmassen so hochverdienten Forscher zukommt.

²⁾ Osservazioni geologiche nei dintorni del lago d'Orta e nella Valsesia. Atti Soc. It. Sc. nat., Milano 1880, Vol. XXIII, pag. 10.

³⁾ Valsesia e Lago d'Orta. Atti Soc. Ital. Sc. nat., 1886, Vol. XXIX, pag. 46.

hebt hervor, dass der Granit im Contact mit den Nebengesteinen im allgemeinen feineres Korn annimmt. Er beschreibt „certe protrusioni di granito nel gneiss che si presentano più coll'apparenza di dicche che non di interstrati“ und constatirt, dass der Gneiss nördlich von der Val Pellino (am Ortasee) im Contact mit dem Granit seine Schieferung verliert, homogener, compacter wird, prismatische Absonderung und dunkle Farbe annimmt.

Das von verschiedenen Autoren hervorgehobene Factum, dass in der Val Pellino der Gneiss mit dem Granit scheinbar wechselagert, ist keineswegs ein Beweis für sedimentäre Entstehung des Granites, da es in der Umgebung grösserer Stöcke und Lakkolithen sehr häufig vorkommt, dass sich intrusive Lagergänge den Schichtflächen der Nebengesteine parallel einschieben. Ja, wir sahen schon im Verlaufe dieser Arbeit, dass diese Erscheinung sehr häufig am Contacte des Adamellotonalites mit der metamorphen Trias auftritt, und dass auch in der Runse bei dem grossen Steinbruche von Baveno die Granitgänge gern den Schichtflächen der krystallinen Schiefer folgen.

Sansonì beschrieb im Jahre 1893 einige von Parona in der Umgebung des Lago d'Orta gesammelte Gesteine und darunter auch einen „Gneiss“ aus der Val Pellino. Aus diesem Gestein beschreibt er¹⁾ zwei Mineralien, die er „dubitativamente“ auf Cordierit und Andalusit bezieht. Ich untersuchte seine Originalschliffe sehr sorgfältig und glaube auf Grund der Bestimmung der optischen Charaktere mit Sicherheit sagen zu können, dass es sich wirklich um Cordierit und Andalusit handelt. Der erstere hat sehr ausgesprochene Contactstructur. Im Sinne der hier gebrauchten Nomenclatur ist das Gestein ein schieferiger, Andalusit führender Hornfels-Cordieritgneiss.

Struever²⁾ beschreibt ausführlich die mannigfachen Aenderungen in der Structur des Granites, die aus denselben Mineralien, welche auch die Hauptmasse des Gesteins bilden, zusammengesetzten Schlierenknödel und die zahlreichen (auch abgebildeten) Adern von etwas abweichend struirtem Granit und Quarz-Feldspathgemengen, die in den Umgebungen von Isoella in Valsesia für den Granit charakteristisch sind. Er hebt hervor (l. c. pag. 31), dass ähnliche

¹⁾ Giornale di Mineralogia, Pavia 1893, Vol. IV, pag. 19—20.

²⁾ L. c. 1890.

Verhältnisse nur in den sicher eruptiven Laven, nicht aber in sei es normalen, sei es metamorphen Sedimentgesteinen bekannt seien und schliesst auch daraus auf die eruptive Natur unserer Granite.

Schon aus den angeführten Beobachtungen geht die intrusive Natur der betrachteten Granitmassen mit Sicherheit hervor; und wir könnten das Thema verlassen, wenn es nicht nothwendig wäre, auch die zahlreichen hierauf bezüglichen Beobachtungen Traverso's einer Untersuchung zu unterziehen. — Auch dieser hält die granitoiden Gesteine des Ossolagebietes und unter diesen den Granit von Baveno für eruptiv und stützt sich zum Beweise dieser Anschauung wesentlich auf die Beobachtung von Contactmetamorphosen am Rande der Granite, Diorite und Gabbros. Da diese verschiedenen Gesteine nach ihm ziemlich gleichartige Contactwirkungen hervorgebracht haben sollen, so wollen wir sie im Folgenden gemeinsam behandeln. Auf pag. 90 wird die vom „gneiss scistoso“ erlittene Contactmetamorphose beschrieben. Es heisst: „Presso le rocce granitiche e le gabbro-dioritiche lo vediamo costantemente passare a forme filadiche di scisti a sericite e clorite, oltremodo appariscenti. Sinora tali forma nell'Ossola almeno, non erano state considerate di contatto. I gneiss sericitici e cloritici si osservano precipuamente al contatto delle dioriti o delle masse di anfiboliti da esse derivate Le alterazioni metamorfiche di contatto si osservano presso tutti i dicchi e i massicci di rocce nominate, talvolta per pochi metri di ampiezza, talvolta per parecchie decine e centinaia, secondo la intensità e la potenza della causa metamorfosante.“ Diese „Contactgesteine“ werden dann sehr ausführlich von verschiedenen Localitäten beschrieben, sollen auch in ganz ähnlicher Weise in der Nähe von Gängen von „Granulite“ vorkommen, einer von Traverso im französischen Sinne gebrauchten Bezeichnung, die bei ihm als etwa gleichbedeutend mit Aplit, Pegmatit und wohl auch jener feinkörnigen biotitärmeren Apophysenfacies des Bavenoer Granites anzusehen ist. Auf pag. 115—118 werden dann speciell vom Granit hervorgebrachte Contactveränderungen angeführt. Es heisst: „È degno di nota il metamorfismo del gneiss biotitico al contatto delle masse di granito. In generale la roccia si fa cupa, a grana minuta, compatta; e tende a struttura granulare, più si avvicina al contatto Oltre alle forme micromere, granulari, quasi massicce, di gneiss a biotite, quarzo, microlino, di Omegna e Gravellona, che

descriverò come tipiche, potei rinvenire e studiare presso Mergozzo, il gneiss che fa immediato passaggio, con distacco eterogeneo, oppure in masse strettamente compenstrate, al granito. Allora la roccia, ancora sfogliata dalla biotite in larghi fogli, si fa granulare e in sezione quasi granitica, per la struttura degli elementi incolori. Si sviluppano minerali di contatto e il gneiss resta come infiltrato e compenstrato chimicamente dai minerali del granito. Direi che il gneiss si granitizza.“ Auch hier folgen dann specielle Beschreibungen der dem Autor am wichtigsten und interessantesten erscheinenden Fälle. — Ich habe die vorstehenden Ausführungen meines vortrefflichen Freundes, des Herrn Ingenieur Traverso, wörtlich wiedergegeben, weil ich, ganz offen gestanden, mit Ausnahme von verschwindenden Fällen weder durch die Beschreibung, noch durch die Untersuchung zahlreicher Originalschliffe zu der Ueberzeugung gekommen bin, dass es sich um echte Contactmetamorphose im eigentlichen Sinne des Wortes handelt. Es sei gestattet, bei der Wichtigkeit, die diese Frage hat, im Folgenden ausführlich darauf einzugehen.

Von den schon erwähnten phyllitischen Gesteinen, die Traverso als ein durch die Eruptivgesteine erzeugtes, aus dem „gneiss scistoso“ hervorgegangenes Contactproduct auffasst, hatte ich, Dank dem freundlichen Entgegenkommen des Autors, Gelegenheit, eine Anzahl von Schliffen zu untersuchen. Ich sah 1. einen Schliff von „Gneiss di contatto Cortenovo“ aus dem Contact des Diorits der Laurasca (l. c. pag. 95), 2. einen „Gneiss di contatto“ von Straolgio (pag. 99) aus der Nähe von „Mikrogranulit“- (Aplit-) Gängen, 3. einen „scisto verde“ von Cortenovo (pag. 95—96), 4. einen „scisto“ (contatto) vom Mottarone aus der Umgebung des Granites von Baveno (pag. 126 und 35), 5. einen „micascisto sericitico“ von Patequeso (pag. 97) im Contacte eines 1½ Meter mächtigen Pegmatitganges, 6. einen „Gneiss di contatto“ vom Pian di Sale (pag. 81, 96, 164) im Contacte mit Amphibolit. Diese Gesteine würde ich der Reihe nach, wie folgt, nennen: 1. Phyllitgneiss, 2. Feldspathphyllit, 3. Gemeiner Phyllit¹⁾, 4. Feldspathphyllit oder Feldspathglimmerschiefer, 5. gequetschter Feldspathphyllit oder Phyllitgneiss, 6. Epidotphyllit.

¹⁾ Ich bemerke ausdrücklich, dass, wenn ich hier und im Vorbergehenden und Folgenden „Phyllit“ sage, ich damit keineswegs behaupten will, dass es sich um normale Phyllite handelt. Es ist sehr wohl möglich, dass diese Gesteine dynamometamorphe Umänderungen anderer Felsarten darstellen.

— In all diesen Gesteinen konnte ich, so weit das eine nur mikroskopische Untersuchung gestattet, weder charakteristische Contactmineralien, noch für Contactgesteine charakteristische Structuren auffinden. Ja, das fast constante Vorhandensein von Chlorit, sowie der sericitische Habitus des Muscovits scheinen mir, nach den in anderen Gebieten gemachten Erfahrungen über Contactgebilde massiger Gesteine gegen die Annahme zu sprechen, dass es sich hier um echte Contactbildungen handelt. Thatsächlich wurden sie dafür, wie auch Traverso selbst ganz objectiv zugibt, von keinem der das Ossolagebiet behandelnden Forscher gehalten. Nur Cesare Porro¹⁾ scheint sich gleichfalls im Sinne der Traverso'schen Anschauung auszusprechen.²⁾ Er beschreibt die betreffenden Gesteine, die er als „Sericitschiefer“ bezeichnet, ausführlich auf pag. 393 bis 395, hebt hervor, dass sie mit Sericitgneissen³⁾ und Biotitgneissen durch Uebergänge verknüpft und in der Nähe der basischen Eruptivgesteine oft reich an feinen Nadeln faseriger Hornblende sind. Auf pag. 415 wird gesagt: „Wenn man also die Concordanz der Kalke in dem Sesiagneiss und Sericitschiefer für erwiesen ansieht, muss man zu dem Schlusse kommen, dass die Sericitschiefer nicht einem besonderen Horizont entsprechen, sondern nur eine locale Modification des Sesiagneisses sind.“ Auf pag. 419 endlich wird angegeben, dass die „Sericitschiefer“ von Rolle und Taramelli „für eine jüngere, auf dem Sesiagneiss auflagernde Formation“ gehalten wurden, während sie „nach Traverso dem Sesiagneiss angehören und als Contactzone aufzufassen sind Indem ich mich bezüglich dieser Gesteine den Ansichten Traverso's anschliesse, gehe ich nunmehr zur speciellen Besprechung der basischen Gesteine über.“ Dieser Ausdruck ist nun aber, wie ich einer freundlichen Privatmittheilung des Herrn Doctor Porro entnehme, nicht in dem Sinn aufzufassen, als ob Porro die „Sericitschiefer“ für echte Contactbildungen der basischen Eruptivgesteine halte. Er wollte damit lediglich ihre räumlichen Beziehungen zu den letzteren ausdrücken und ist der Meinung, dass es sich möglicher Weise nur um allerdings an

¹⁾ Geognostische Skizze der Umgebung von Finero (Cannobina-Thal). Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 1896, Bd. 47, pag. 377—422.

²⁾ L. c. pag. 419.

³⁾ Identisch mit den hier provisorisch als Phyllitgneissen bezeichneten Gesteinen.

die Nähe der Eruptivgesteine gebundene dynamometamorphe Modificationen des Sesiagneisses handelt. Ich möchte dem hinzufügen, dass das ganze Aussehen der mir von Herrn Doctor Porro freundlichst gezeigten Handstücke jedenfalls viel mehr für diese Deutung spricht, als für die Hypothese einer Contactmetamorphose. Denn thatsächlich vereinigen die betreffenden phyllitischen Gesteine eine Reihe von Charakteren in sich, wie sie echten Contactgesteinen vollständig fehlen. Sie sind nach Traverso (pag. 98 und an vielen anderen Orten) sehr reich an Limonit, grünlichem Sericit und Chlorit und werden stellenweise geradezu als „*idromicascisti di contatto*“ bezeichnet. Als charakteristische Phänomene dieser „Contactmetamorphose“ werden die Umwandlung des Biotits in Chlorit, die Zersetzung des Feldspaths in Caolin und die „*rubefazione*“ der Contactgesteine „*per grande produzione di limonite*“ angeführt. Diese Erscheinungen scheinen mir nun keineswegs ein Beweis für echte Contactmetamorphose zu sein. Ich wäre eher geneigt, wenn sie wirklich auf die Nähe des Contactes beschränkt sein sollten, sie als durch das Zusammentreffen verschiedenartiger Lösungen an den Gesteinsgrenzen stärker vorgeschrittene Verwitterung aufzufassen, vielleicht aber auch in ihnen dynamometamorphe Gesteins-Modificationen zu erblicken, die sich durch scheinende Bewegungen an der Grenze zwischen zwei verschiedenen und deshalb dem Gebirgsdruck verschiedenartigen Widerstand entgegenstellenden Gesteinsmassen herausgebildet hätten. Freilich spricht Traverso auf pag. 100 auch von einer „*caratteristica struttura di contatto*“. Indessen ähnelt diese, wenigstens nach den mir zugänglichen Schliffen zu urtheilen, in keiner Weise den contactstructuren der von den sächsischen Geologen und mir beschriebenen contactmetamorphen Gebilde. — Auch die Erhaltung der äusserst feinen Schieferung dieser phyllitischen Gesteine in der unmittelbaren Nähe des Contactes scheint mir gegen die Annahme einer echten Contactmetamorphose zu sprechen.

Kaum anders kann ich mich über die „Contacterscheinungen“ in den übrigen mir zur Verfügung gestellten Gesteinen äussern. Auf pag. 125 wird ein „*micascisto di contatto*“ von Selasca bei Intra beschrieben. Die Contactmetamorphose soll von schwarzen Porphyritgängen hervorgebracht sein. Ich würde indessen nach dem mikroskopischen Befund das Gestein ganz einfach als einen sehr feinkörnigen, granatführenden Biotitgneiss bezeichnen und verstehe auch nicht recht,

warum der Quarz als „*rigenerato*“ aufgefasst werden soll. Auch in dem „*calcare di contatto*“ von Cortenovo (pag. 105) kann ich nicht zugeben, dass die Durchbohrung des Calcites durch Einschlüsse anderer Mineralien zur Annahme einer eigentlichen Contactstructur nöthige.

Der zweiten Gruppe von Contacterscheinungen, welche sich durch Granitisirung des Gneisses (wohl im Sinne Michel-Lévy's und anderer französischer Petrographen) äussern soll, stehe ich zwar nicht absolut skeptisch gegenüber, doch muss ich bekennen, dass mich die Untersuchung eines Schliffes des bereits citirten „*gneiss granitizzato*“ von S. Rocco, Mergozzo (pag. 116—117) noch nicht von der Richtigkeit der von Traverso gegebenen Deutung überzeugt.

Wichtiger scheint mir das von Traverso angegebene Vorkommen von seltenen und häufig für die Contactmetamorphose charakteristischen Mineralien in einigen seiner Contactgesteine zu sein, wie z. B. das Vorhandensein von hellviolett gefärbtem Cordierit im Gneiss von Cursolo (alta Valle Cannobina) in einer von dioritischen Gesteinen eingeschlossenen Scholle. — In einem angeblich von einer „*granulite*“ metamorphosirten Biotitgneiss werden pag. 118 Sillimanit, Disthen und Staurolith aufgeführt; pag. 96 werden Sphen, Sillimanit, Granat und gelber Turmalin als Contactmineralien in umgewandelten Gneissen genannt. Doch habe ich in den mir zur Verfügung gestellten Schliffen allerdings niemals Disthen oder Staurolith gesehen und mich auch nicht davon überzeugen können, dass Sphen als Contactmineral auftritt. Dagegen fand ich in einem auf pag. 125 beschriebenen Schliffe von „*Micascisto fillitico. Mottarone*“ Schnitte von unzweifelhaftem, wenn auch meist zersetztem Andalusit.¹⁾

Sehr interessant sind die von Traverso ausführlich beschriebenen Verhältnisse am Contacte eines „*Granulit*“-Ganges im Amphibolit von Selva Pallanzeno.²⁾ Traverso gibt an, dass der dünne „*Granulit*“-Gang nahe am Contact mit dem Amphibolit mit einem Male reichlichen Sphen aufnimmt, während der Amphibolit am Contacte enorm reich an gelbem Turmalin wird. Beide Mineralien

¹⁾ Ein Querschnitt mit quadratischer Spaltbarkeit lässt eine negative Bisectrix austreten. Licht- und Doppelbrechung entsprechen sehr gut.

²⁾ Pag. 135—137, 139, 164—165, Taf. II, Fig. 3.

werden daher ausdrücklich als Contactmineralien bezeichnet. Etwas Turmalin findet sich übrigens auch in dem „Granulit“ in der Nähe des Contactes, während der Sphen auch als ein charakteristischer und nicht seltener Gemengtheil des normalen Amphibolites aufgeführt wird. In dem „Granulit“ wurden ausserdem auch noch etwas Epidot und Granat beobachtet.

Ich konnte Dank dem freundlichen Entgegenkommen des Herrn Ingenieur Traverso zwei Schiffe des normalen Amphibolites von Selva Pallanzeno und einen Contactschliff, der beide Gesteine umfasst, mikroskopisch untersuchen. Der eine der beiden Schiffe von „Anfibolite“ war auffallend reich an optisch positivem Chlorit von schwacher Doppelbrechung. — In dem Contactschliff fand ich in dem „Granulit“, ausser den Hauptgemengtheilen, Quarz und Feldspath, noch etwas Muscovit und Biotit, Granat und Epidot, wie das auch Traverso angibt. Gegen die Grenze des Amphibolites hin bildet sich eine Art Grenzzone heraus, die aus Quarz, Turmalin und einem eigenthümlichen Mineral besteht, dessen Bestimmung eine genauere Untersuchung erforderte, die weiter unten beschrieben werden soll. Dann stellen sich erst vereinzelte Hornblenden und mit diesen auch einzelne Titanitkörner, aber in ganz verschwindender Menge ein; und dann erst folgt der eigentliche Amphibolit, aus Hornblende, Plagioklas, Chlorit, dem eigenthümlichen Mineral der Grenzzone und ganz verschwindend wenig Titanit bestehend.

Der Turmalin hat schöne Zonarstructur. Sein Pleochroismus geht von ganz blassgelb bis zum gelblichen, mitunter bläulichen Braun. Das noch zu bestimmende Mineral ist farblos, hat kräftige Lichtbrechung und weist meist langgestreckte prismatische Formen, seltener kurze Querschnitte auf. Es besitzt deutliche Spaltbarkeit parallel der Längserstreckung der lang prismatischen Schnitte. Dem ganzen Habitus nach kann es sich nur um Pyroxen, Zoisit oder Epidot handeln. Die Pyroxene sind aber ausgeschlossen, da die Ebene der optischen Axen normal zur Verlängerung und Spaltbarkeit der Krystalle geht. Beim Zoisit sollte man erwarten, die Axenebene bald parallel, bald normal zur Längserstreckung der Krystalle zu finden, was nicht der Fall ist; und es bleibt daher nur der Epidot übrig. Ausserdem ist aber auch die Doppelbrechung, wie wir sehen werden, für Zoisit viel zu gross, obgleich sie ja nach

neueren Untersuchungen bei eisenreichen Zoisiten viel stärker werden kann, als wir bisher wussten.

Sehen wir nun, wie sich unser Epidot zwischen gekreuzten Nicols verhält. Es fällt da sofort auf, dass sehr viele Individuen zonaren Bau besitzen, der sich infolge verschiedener Stärke der Doppelbrechung durch verschiedene Interferenzfarben der einzelnen Schichten kundgibt. Gar nicht selten lässt sich ein am stärksten doppelbrechender Kern von zwei äusseren Zonen unterscheiden, von denen die äusserste die schwächste Doppelbrechung hat. In einem Schnitt eines Schliffes, in dem die Interferenzfarben eines gelbbraunen Turmalins in Verticalschnitten röthlichgelb der zweiten Ordnung zeigen und der Quarz bis zum Gelb erster Ordnung geht, fand ich einen Schnitt von Epidot, dessen innerer Kern das Blaugrün der dritten Ordnung, die äussere Zone aber nur das Gelb zweiter Ordnung aufweist. Nehmen wir die Differenz $\omega - \varepsilon$ im Turmalin zu 0.020 an, so folgt aus der schönen Tabelle von Michel-Lévy und Lacroix die Dicke des Schliffes zu höchstens 0.048 Millimeter. Die Farbendifferenz der Epidotlagen desselben Individuums entspricht aber dann einer Differenz in der Doppelbrechung von wenigstens 0.006, wahrscheinlich mehr. Da der Epidot in demselben Präparat überhaupt keine höheren Interferenzfarben aufweist als die schon angeführte des Kernes, obwohl zum Theil ganz sicher wenigstens annähernd klinopinakoidale Schnitte vorliegen, so folgt daraus weiterhin, dass der Epidot unseres Gesteines eine aussergewöhnlich niedrige Doppelbrechung hat, dass nämlich die Differenz $\gamma - \alpha$ 0.030 nicht überschreitet, während die Doppelbrechung der äusseren Zonen noch erheblich darunter bleibt. — In einem zweiten Schliffe, in dem der Quarz nur das Weissgrau erster Ordnung erreicht, und der demnach schwerlich dicker als 0.02 Millimeter sein dürfte, zeigen die Längsschnitte des Epidotes fast alle das eigenthümliche Blau der ersten Ordnung, einige annähernd klinopinakoidale Schnitte erreichen das Gelb zweiter Ordnung. Auch aus diesen Beobachtungen geht demnach hervor, dass der Epidot unserer Gesteine ein aussergewöhnlich schwach doppelbrechender ist, und dass er ausserdem eine sehr deutliche isomorphe Schichtung besitzt, die offenbar durch geringeren Eisengehalt der äusseren Schichten bedingt wird. Die äusseren Zonen dürften somit eine dem Zoisit ähnliche chemische Zusammensetzung haben und unterscheiden sich von den Kernen zwar nicht wie der Zoisit im

Krystallsystem, aber doch ebenfalls durch viel geringere Doppelbrechung. Genauere Untersuchungen habe ich mit dem mir vorliegenden Materiale nicht anstellen können. Doch stehen meine Beobachtungen im besten Einklange mit denen von Michel-Lévy¹⁾, Ramsay²⁾, E. H. Forbes³⁾ und Weinschenk.⁴⁾ Ob die äusseren Schichten wirklich noch dem Epidot und nicht vielmehr bereits dem Klinozoisit angehören, liess sich nicht entscheiden, ist aber ebenso unwesentlich wie die Frage, ob der rhombische Pyroxen eines Norites Hypersthen oder Bronzit ist. Wichtiger ist die Thatsache, dass die Doppelbrechung constant nach aussen abnimmt.

Ich habe diese Verhältnisse so ausführlich behandelt, weil sie petrographisch wie mineralogisch ein gewisses Interesse verdienen. Kehren wir aber jetzt zu der geologischen Bedeutung der geschilderten Thatsachen zurück, so scheint es mir noch immer nicht hinreichend festgestellt, dass es sich um echte Contactmetamorphose handelt. Das allerdings auffällig reichliche Auftreten des Turmalins mit Quarz und dem gleichfalls sehr reichlichen Epidot in einer besonderen Grenzzone, von der es mir persönlich wahrscheinlicher ist, dass sie zu dem „Granulit“ als zu dem Amphibolit gehört, ist kein Beweis für echte Contactmetamorphose. Der Epidot findet sich in grosser Menge auch in dem Amphibolit, der Turmalin, obwohl in kleinerer Menge, auch in dem centralen „Granulit“. Der Titanit aber ist in den mir vorliegenden Schlifften jedenfalls nicht in grösserer Menge vorhanden als im normalen Amphibolit. Vielleicht ist das Auftreten des Turmalins durch pneumatolytische Vorgänge zu erklären, wie das auch Struever⁵⁾ für gewisse andere Vorkommnisse des Turmalins in Piemont für möglich erklärt hat.

Fassen wir die Resultate der vorstehenden Ausführungen zusammen, so scheint es mir sicher zu sein, dass das Bavenoër Granitmassiv eine Contactmetamorphose hervorgebracht hat. Denn wenn auch aus der weiteren Umgebung dieses Massivs hochkrystalline, seltene Mineralien führende Schiefer bekannt

1) Bull. Soc. minéral. de France, 1884.

2) Neues Jahrb. f. Min., 1893, I, pag. 111—122.

3) Zeitschr. f. Kryst., 1896, Bd. XXVI, pag. 138—142.

4) Ibidem, pag. 156—177.

5) L. c. pag. 32 des Abdruckes.

sind, wie z. B. der von Artini¹⁾ beschriebene Staurolith-Granat-Glimmerschiefer südlich vom Lago d'Orta und der von Porro (l. c.) beschriebene Staurolith-Glimmerschiefer in der Valle Loana am östlichen Abhang des Monte Group, so ist doch erstens der Ursprung dieser beiden Gesteine noch ganz unbekannt; und zweitens fehlen Andalusit- und Cordieritgesteine, wie wir sie am Contacte des Granites bei Baveno selbst, auf dem Mottarone und in der Val Pellino in der Gegend des Ortasees antrafen, in dem benachbarten Grundgebirge vollständig. — Ob freilich die von Traverso und Porro ausführlich beschriebene Zone basischer Gesteine (Diorite, Gabbro's) eine echte Contactmetamorphose hervorgebracht hat oder nicht, ob die Aplit- und Pegmatitgänge ihre Nebengesteine beeinflusst haben, das scheint mir noch nicht mit genügender Sicherheit festgestellt zu sein.

Für die Beurtheilung der übrigen schon erwähnten, mit dem Bavenoer Granit durch die Art der topographischen Anordnung, die Richtung ihrer Haupterstreckung und räumliche Nähe als verwandt erkennbaren granitoiden Massen Piemonts ist natürlich der im Vorstehenden geführte Beweis der eruptiven Natur des Bavenoer Granites sehr wichtig, da er kaum einen Zweifel über die eruptive Natur auch der übrigen verwandten Massen zulässt. Ausserdem ist aber auch für eine von diesen durch eine verdienstvolle Arbeit Traverso's²⁾ der sichere Beweis der eruptiven Natur gegeben. Es ist dies der syenitische Kern von Traversella-Brosso. — Traverso beobachtete ausser zahlreichen Schlierenknödeln auch echte Einschlüsse von Schiefem in dem Syenit (pag. 4 des Separatabdruckes). Er wies nach, dass der Syenit stets scharf an den schieferigen Nebengesteinen abschneidet, und dass er die Glimmerschiefer bis auf eine Entfernung von 100 Metern metamorphosirt habe. Makroskopisch werden als Zeichen dieser Metamorphose hervorgehoben eine gleichförmige, intensiv graubraune Farbe des veränderten Gesteines, compactere Structur und splitteriger Bruch oder unregelmässige Zerspaltung des Gesteines. Nahe am Contact soll jede Spur von Schieferung verschwinden. — Freilich bin ich auch hier in der Deutung des mikroskopischen Befundes nicht ganz zu den Resultaten gelangt wie

¹⁾ Giorn. di Mineralogia, 1893, pag. 244—245.

²⁾ Ricerche geognostiche e microscopiche su alcune rocce dell'alto Canavese. Atti Soc. Ligustica Scienze Nat. Genova 1894.

mein Freund, Herr Ingenieur Traverso, dessen liebenswürdigem und wahrhaft wissenschaftlichem Entgegenkommen ich es verdanke, auch von diesen Contactbildungen eine Reihe seiner Originalschliffe haben studiren zu können. Doch scheint auch mir eine unleugbare echte Contactmetamorphose vorzuliegen. So sah ich einen Schliff eines „Micascisto di contatto“ von Verna Brosso (l. c. pag. 20), der mir ein charakteristischer Hornfels zu sein scheint. Er enthält viele kleine rundliche bis rechteckige Körner eines farblosen, schwach licht- und doppelbrechenden, optisch zweiaxigen Mineralen, in dem die grössere Längserstreckung der Rechtecke der Richtung der grösseren Elasticität entspricht. Auch treten Zwillinge auf, deren Zusammensetzungsflächen gleichfalls der grösseren Erstreckung der Rechtecke parallel verlaufen. Das Mineral zersetzt sich erst in ein gelbliches, sehr schwach doppelbrechendes Product, später in sericitische faserige Gewebe und gehört zweifellos zum Cordierit. Ausser diesem sind die wichtigsten Gemengtheile Feldspath, und zwar sicher viel Orthoklas, ferner Biotit und Quarz. — Accessorisch sah ich Apatit, Eisenerzkörnchen, die gern von einem Biotithofe¹⁾ umgeben sind, Rutil (? primär?) in grossen unregelmässigen Körnern, gleichfalls mit Biotithöfen und optisch isotropem Granat. — Sillimanit und Zoisit habe ich hingegen nicht finden können. Der Chlorit scheint mir secundär zu sein. — Interessant ist, dass der Orthoklas mitunter unglaubliche Mengen von winzig kleinen parallel angeordneten Biotitblättchen umschliesst, die durch ihren lebhaften Pleochroismus (zwischen rothbraun und hellgelb) erkennbar sind. Ich möchte das Gestein als einen Hornfels-Cordieritgneiss bezeichnen.

Ein „Micascisto di contatto“ von Pra rotondo (Brosso) ergab auch mir in Uebereinstimmung mit Traverso (pag. 19) das Vorhandensein von Quarz, Biotit, Feldspath (und zwar überwiegend Orthoklas) als wesentliche, Eisenerz, Titanit, Granat, Spinell, Apatit als accessorische Gemengtheile. Der Quarz ist dem Feldspath gegenüber idiomorph. Ich würde das Gestein als einen spinellführenden Hornfelsgranatgneiss bezeichnen.

¹⁾ Solche, von Biotithöfen umgebene Eisenerzkörnchen (meist oder immer Ilmenit) fanden wir als charakteristische Contactbildungen im Verlaufe dieser Arbeit bereits bei Klausen und in den Contacthöfen der Quarzglimmerdiorite der Val Moja und der Val Rabbia bei Rino, vergl. pag. 110 dieser Arbeit.

Der „Micascisto di contatto“ von Pra Vico (l. c. pag. 21) ist reich an Feldspath und scheint mir, seiner Structur nach zu urtheilen, gleichfalls ein Contactgebilde zu sein. Doch würde ich ihn auf Grund seines Feldspathgehaltes als „Hornfelsgneiss“ bezeichnen. Sillimanit und Zoisit sah ich nicht unter den accessorischen Gemengtheilen, dagegen Apatit.

Da nach Traverso's Schilderung diese Gesteine sich schon makroskopisch von den entfernteren, normalen krystallinen Schieferen wesentlich unterscheiden und da in diesen auch weder Spinell noch Cordierit bekannt sind, so dürfte es in der That unzweifelhaft sein, dass die betreffenden Gesteine als Contactbildungen aufzufassen sind.

Was die Lagerungsform und das Alter der piemontesischen Granite betrifft, so fehlt es noch sehr an verwertbaren Daten. Am Steinbruche bei Baveno sind die Schiefer am Primärcontact weniger steil geneigt als die Grenzfläche der Hauptmasse¹⁾, verfläachen aber in derselben Richtung wie die Grenzfläche und streichen ungefähr der Hauptausdehnung der Masse parallel. In Traversella ist dagegen nach Traverso das Streichen der Syenitmasse normal zum Streichen der krystallinen Schiefer (l. c. pag. 1). Doch schmiegen sich diese (pag. 11) in der unmittelbaren Nähe des Contactes einigermassen der Grenzfläche an. Auch ihr Fallen entspricht meistens dem Fallen der Grenzfläche, hat aber gewöhnlich andere Winkelwerte. Diese Beobachtungen, sowie die über die übrigen piemontesischen Granitmassen gemachten reichen nicht aus, um mit Sicherheit die Lagerungsform unserer Kerne festzustellen, umsomehr als es überhaupt noch nicht festgestellt ist, inwieweit die Unregelmässigkeiten in der Lagerung primär sind oder von späteren orogenetischen Bewegungen abhängen. Auch hinsichtlich des Alters kennen wir nur wenig verwertbare Beobachtungen. Die wichtigste ist die, dass in den klastischen Ablagerungen des Paläozoicums, Mesozoicums und älteren Tertiärs Gerölle unserer granitoiden Massen bisher wenigstens nicht aufgefunden zu sein scheinen. Besonders wichtig ist es, dass mein verehrter Freund, Herr Professor C. F. Parona in Turin, wie er mir freundlichst mittheilt, auch in den Lias-Conglomeraten von Gozzano, einer wenig südlich vom Ortasee, also unmittelbar südlich von dem ausgedehntesten

¹⁾ Wenn man von den Apophysen absieht.

unserer Granitmassive gelegenen Localität, Granitgerölle niemals sah. Dieser negative Befund ist bedeutsam, besonders wenn man daneben hält, dass Parona, wohl der beste Kenner der Ablagerungen von Gozzano, mir ausdrücklich schreibt, dass er grosse und kleine Gerölle der gleichfalls in der Nachbarschaft anstehenden Porphyre, sowie seltene kleine Gerölle von grauem Kalkstein fand. Auch in den an der Basis der Trias liegenden Conglomeraten der freilich schon östlich vom Lago Maggiore gelegenen Val Gana treten Gerölle der Quarzporphyre auf, während Granitgerölle¹⁾ bisher wenigstens nicht bekannt sind. Diese Thatfachen reichen aber weder aus, um ein junges Alter unserer granitischen Gesteine festzustellen, noch um ihnen, wie das gewöhnlich conventionell geschieht, ein sehr grosses geologisches Alter zuzuschreiben. Das eine ist ebensogut, wie das andere möglich. Gerade deshalb muss aber hervorgehoben werden, dass bei dem heutigen Stande unserer Kenntnisse die Intrusion der behandelten piemontesischen Granite und Syenite ebensogut am Ende der azoischen Periode wie im Anfange der tertiären Epoche stattgefunden haben kann.

Schluss.

Die im Laufe dieser Arbeit behandelten wissenschaftlichen Fragen und topographischen Gebiete sind zu zahlreich und der noch zur Verfügung stehende Raum zu spärlich, als dass ich hier noch einmal die Ergebnisse zusammenfassen könnte. Ich will nur ganz kurz einige wenige Hauptresultate hervorheben. — Von all den zahlreichen granitischen Kernen der Südalpen, die wir von der Grenze Ungarns bis weit nach Piemont hinein verfolgt haben, hat sich jeder einzelne als eine intrusive, unterirdisch erstarrte Masse erwiesen.²⁾

¹⁾ Gerölle des eigenthümlichen rothen granitähnlichen Gesteins der Val Gana sollen sich darin finden. Doch ist dies sicherlich nur eine Facies der permischen Quarzporphyre und kein echter Granit. Vergl. Harada, N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. II.

²⁾ Diese Anschauung ist in den letzten Jahren auch für zahlreiche andere alpine Kernmassen ausgesprochen worden, z. B. für die des Mont Blanc, des Venediger, des Granatkogel (vergl. die Arbeiten von Duparc und Mrazek, Löwl, Weinschenk u. A.). Sie dürfte bald wieder die herrschende werden.

Es finden sich darunter echte Lakkolithen, echte Stöcke und Uebergangsglieder zwischen Stock und Lakkolith. Nur von einigen wenigen Kernen gelang es nicht mit Sicherheit auszuschliessen, dass sie als Vulcannarben aufzufassen seien. Wahrscheinlich aber ist es, dass kein einziger von ihnen in directer Beziehung zu Vulcanen stand. All die Massen, bei denen eine eingehende petrographische Untersuchung der Nebengesteine stattfand, erwiesen sich umgürtet von mehr oder weniger bedeutenden Contacthöfen. Die Contactbildungen¹⁾ selbst zeigen auf grosse Erstreckungen hin überraschende petrographische Aehnlichkeit, wofern das metamorphosirte Urmaterial ähnlich war; sie sind auch lagenweise innerhalb desselben Contacthofes und an derselben Stelle ganz verschieden, wenn das Urmaterial verschiedenartig war. — Wir sahen, dass ein geotektonisches Phänomen im Stande ist, gleichzeitig die Intrusion von Stöcken und Lakkolithen hervorzurufen, die, nach einem bestimmten Plane angeordnet, schon dadurch erkennen lassen, dass kein wesentlicher Unterschied zwischen ihnen besteht. Die periadriatischen Kerne verdanken ihre Entstehung wahrscheinlich einer alttertiären kräftigen Einsenkung des rings um das Nordende der Adria gelegenen Bruchfeldes. Die Veltliner und Engadiner Kerne scheinen sehr alt zu sein. Für die piemontesischen Kerne und den Quarzglimmerdioritstock der Val Sassina lässt sich die Intrusions-epoche bis jetzt nicht sicher feststellen. Sie könnten sehr alt sein; sie können aber auch ebensogut selbst dem Tertiär angehören.

Ich kann diese Arbeit nicht beschliessen, ohne hervorzuheben, dass ich selbst ihre Mängel und Unvollkommenheiten klar erkenne. Die ungleichartige Behandlung der einzelnen Gebiete, von denen mir bald überreichliches eigenes, bald nur fremdes Beobachtungsmaterial vorlag, die bald breite und in's Einzelne gehende, bald flüchtige, bald endlich (Adamello²⁾) ganz fortgelassene petrographische Be-

¹⁾ Es war im Laufe dieser Arbeit nicht möglich, eingehend die oft bedeutende Rolle zu besprechen, die die Dynamometamorphose bei der Herausbildung des jetzigen Habitus der Contactgesteine hat. Es kann gar nicht zweifelhaft sein, dass die Druckscheinungen in vielen Fällen wieder anscheinend normale „krystalline“ Schiefer aus den Contactbildungen hervorzubringen bemüht sind, insbesondere phyllit-ähnliche sericitische Gesteine.

²⁾ Die petrographische Beschreibung der Adamello-Contactgesteine wird sehr bald in besonderen Abhandlungen erfolgen.

schreibung der Gesteine, die unvollständige Ausnützung der allerdings ausserordentlich ausgedehnten und zerstreuten Literatur¹⁾ bedingen Schattenseiten und Fehler, die nur durch weitausgedehnte Reisen, Jahre lange Fortsetzung der Laboratoriumsarbeiten und wesentliche Vergrösserung des Umfanges der Abhandlung hätten beseitigt werden können. Ich will mir auch nicht verhehlen, dass manche der von mir als sicher oder wenigstens als wahrscheinlich angesehenen Ergebnisse anderen hypothetisch erscheinen und vielleicht durch glückliche Funde als falsch erwiesen werden können. Doch habe ich die Thatsachen stets von den Schlussfolgerungen zu trennen gesucht und bitte deshalb die Fehler und Mängel meiner Arbeit zu entschuldigen.

¹⁾ Ich führe zu meiner Entschuldigung auch an, dass ich mir manche Bücher und Zeitschriften in Pavia entweder gar nicht oder doch nur mit grosser Mühe verschaffen konnte.

Inhaltsverzeichnis.

Einleitung. Veranlassung, zu der vorliegenden Arbeit, pag. 1. Bei der Untersuchung verwendete Kriterien, pag. 2. Kritik der Löwlschen Angaben über den Adamello, pag. 3 (Kuppelform, Metamorphose post-carbonischer Schichten, Campellioverwerfung, gneissiger Tonalit). Lakkolithen, pag. 24 (Batholithen, Aufschmelzungsmassen, Vulcannarben u. s. w.). Nomenclatur der Contactbildungen, pag. 35.

Haupttheil. Beschreibung der periadriatischen granitisch-körnigen Massen.

A. Randbogen. I. Adamello, pag. 42 (Beweis der unterirdischen Erstarrung. Anschmiegung der Schichten an die Contactfläche. Lakkolithstock oder Stocklakkolith. Alter). II. Iffingerkern, pag. 68. III. Rieserfernergruppe, pag. 73. IV. Gänge des Iselthales, pag. 75. V. Polinikgänge, pag. 75. VI. Eisenkappel-Schwarzenbach, pag. 76. VII. Gänge von Prävali, pag. 78. VIII. Bachergebirge, pag. 79. Zusammenfassung der Ergebnisse, pag. 84. — *B. Die centralen Massen.* I. Cima d'Asta, pag. 86. II. Tesobokern, pag. 103. III. Klausen, pag. 104. IV. Predazzo und Monzoni, pag. 125. Zusammenfassung der Ergebnisse über alle periadriatischen Massen, pag. 133.

Anhang. Ueber einige ausserhalb des periadriatischen Senkungsgebietes gelegene granitisch-körnige Massen. I. Granit der Val Trompia, pag. 136. II. Veltliner und Engadiner Kerne, pag. 137 (Leprese-Sondalo, Brusio-Val Fontana, Pizzo di Campo, Pontresina). III. Granitische Massen westlich der Adamellogruppe, pag. 144 (Val Sassina, Baveno und andere piemontesische Kerne).

Schluss. Einige Hauptergebnisse, pag. 173. Inhaltsverzeichnis, pag. 176.

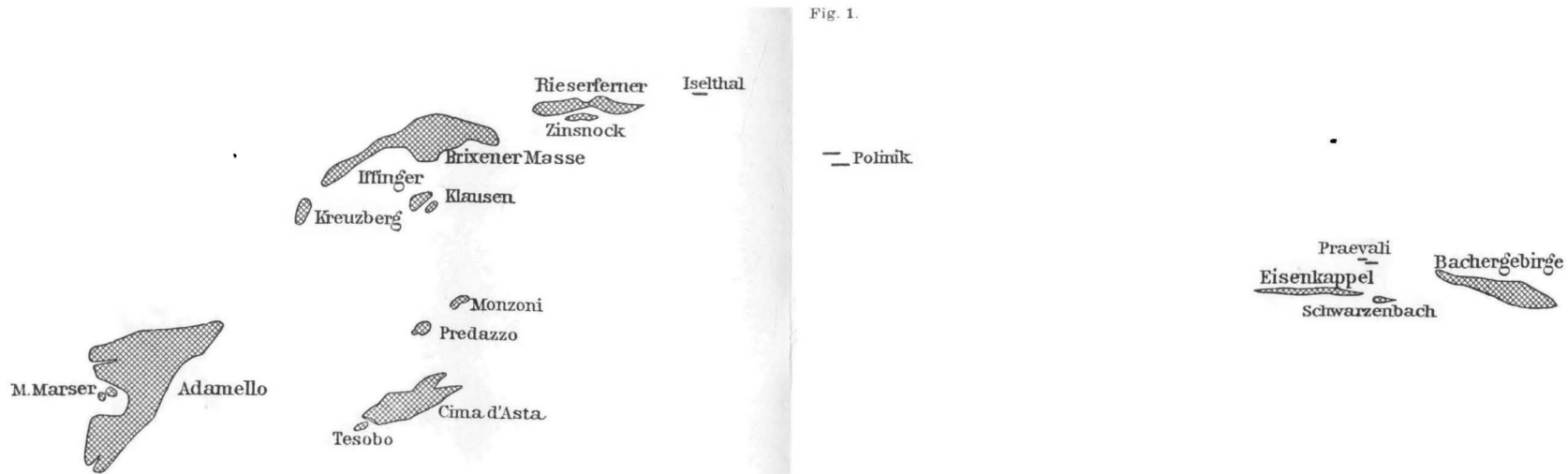


Fig. 1.

Uebersichtskarte der granitisch-körnigen Massen des periadriatischen Senkungsfeldes.

Maasstab 1 : 2,000.000.