

# Geologische Beobachtungen am Bergellermassiv.

Von

RUDOLF STAUB.

(Als Manuskript eingegangen am 10. November 1917.)

Als mächtige Intrusivmasse erhebt sich im Westen des Berninagebirges der Granit der Forno-Albigna-Bondascagruppe zu einem Felsengebirge von beispielloser Kühnheit, dessen Nadeln und Wände, Türme und Zacken, Platten und Schluchten an ungezügelter Wildheit ihresgleichen in den ganzen Alpen suchen. Unbekannt bis in die jüngste Zeit hinein, steht heute diese Gebirgsgruppe im Mittelpunkt des wissenschaftlichen Interesses, als die grösste tertiäre Intrusivmasse der Schweizeralpen.

Steinmann hat zuerst, und ohne eigentliche Beweise, ein tertiäres Alter dieser Bergellergranite behauptet. Er berief sich dabei besonders auf die grosse Frische des Gesteins, die Abwesenheit von Myloniten und Rutschflächen und die primäre Klüftung, die den andern alpinen Massengesteinen durch ihre Einbeziehung in den Deckenbau meist verloren gegangen sei.

Im gleichen Jahre, 1912, hat Cornelius dann im Tal des Forno-gletschers die ersten tatsächlichen Anhaltspunkte für ein jungliches Alter der Bergellergranite gefunden und das ganze Massiv kurzweg nach dem höchsten Gipfel der Gebirgsgruppe, dem Monte della Disgrazia, als Disgraziamassiv bezeichnet. Cornelius stützte sich damals neben der petrographischen Beschaffenheit der Granite besonders auf das mesozoische Alter der Grünschiefer am Forno-gletscher, die samt den darüber liegenden alten Gneisen vom Granit durchbrochen und kontaktlich verändert worden sind. Sichere mesozoische Sedimente aber, wie Triasdolomite und Bündnerschiefer, schienen am Granitkontakt im Fornogebiet zu fehlen.

Später fand Cornelius in den italienischen Teilen des Gebietes, an der Preda rossa im obersten Val Masino, anstehende kontaktmetamorphe Triasdolomite und legte des weiteren dar, wie dort ganz verschiedene tektonische Elemente an den Disgraziagranit anstossen und von demselben abgeschnitten werden. Die schon 1892 von Chr. Klucker in Fex auf der Cima di Vazzeda entdeckten Marmore fand Cornelius in Blöcken des Erraticums im oberen Malenco und

deutete sie als kontaktmetamorphe Triasdolomite. Die Grenze der Intrusivmasse wurde einigermaßen festgelegt, aber die Tektonik der von derselben durchdrungenen Deckengebiete blieb nach wie vor noch ganz im Dunkeln.

Diesen Sommer nun habe ich im Auftrage der Schweizerischen Geologischen Kommission mit der Kartierung der Bergellerberge begonnen. Da ich dabei zu einer ganzen Reihe, zum Teil sehr wichtiger neuer Resultate gelangt bin, übergebe ich die bedeutendsten derselben hiemit mit Erlaubnis der Geologischen Kommission als vorläufige Mitteilung der Öffentlichkeit.<sup>1)</sup> Für Details und nähere Begründung aber sei schon hier auf die spätere monographische Bearbeitung in den Beiträgen zur Geologie der Schweiz sowie die sie begleitende Karte 1:50 000 hingewiesen.

Das Hauptgestein des Massivs ist im Bergell der schöne porphyrtartige Granit mit rötlichen Feldspäten, der bisher unter den verschiedenen Namen: Codera-, Forno-, Albigna- oder Disgraziagranit bekannt war. Ich schlage vor, dem Gestein den Namen Bergellergranit zu geben, da alle anderen Bezeichnungen entweder zu lokal oder gar falsch sind. Der Granit baut die Hauptmasse des Massivs, wenigstens auf Schweizergebiet auf. Vom Pizzo Trubinasca und der Cengalo-Badilegruppe bis zum Monte Sissone, vom Piz Murtaira über Cima del Largo und Bacun bis zur Cima di Castello und weiter bestehen alle Hochgipfel aus demselben. Feinkörnige weisse Varietäten vom Typus der bekannten Granite von Novate-Mezzola kenne ich aus der Gegend der Cima del Largo, des Casnile, der Cacciabella und des Monte Rosso, also aus allen drei Seitentälern des Bergells, sie sind also ziemlich verbreitet, und endlich fand sich an mehreren Orten des Fornogebietes, so an der Cima di Murtaira, auch am Monte del Forno, ganz besonders aber am Monte Rosso ein prachtvoller feinkörniger Kugelgranit, jedenfalls das erste Vorkommen von Kugelgranit in den Schweizeralpen. In den randlichen Partien des Massivs finden sich sowohl im Westen, wie auch im Norden, ganz besonders aber im Osten grosse Massen von zum Teil ebenfalls porphyrtartigem Tonalit und Diorit, ich nenne nur die Tonalite und Diorite des Pizzo dei Vanni und der Trubinasca im Val Bondasca, die Tonalite der Cacciabellaschluchten ob Borgonuovo, und endlich diejenigen der Cima di Vazzeda, der Cima di Rosso und des Monte Sissone. Zum Teil sind diese Tonalite eine primäre basische Randfacies des granitischen Magmas, zum Teil aber sieht

<sup>1)</sup> Deckt sich z. T. mit einem im September 1917 vor der schweizerischen geologischen Gesellschaft zu Zürich gehaltenen Vortrage.

man deutlich, wie dieselben durch Einschmelzung von basischen Amphiboliten im granitischen Magma entstanden sind, so besonders im Kessel der Alp Trubinasca und ob Borgonuovo. Hingegen ist zu bemerken, dass man anderswo wiederum Schollen von Amphiboliten und Grünschiefern in ganz reinem, ja sogar recht salischem Granit beobachtet, ohne jede Spur von endogener kontaktlicher Tonalitbildung. An Ganggesteinen sind fast nur Aplite und Pegmatite zu finden, Lamprophyre sind überaus selten. In den Pegmatiten finden sich neben grossen Blättern von Muscovit und Biotit, neben Granat, Turmalin und Hämatit sehr oft, und über das ganze Gebiet verteilt, von der Trubinasca bis zum Monte del Forno, prachtvolle blaue und grünliche Kristalle von Beryll. Dieselben werden hie und da mehrere Centimeter lang und besitzen oft das herrliche dunkle Blau des Aquamarins. Die Zahl der Fundorte schweizerischer Berylle (bis jetzt sind solche nur durch Gutzwiller von Locarno erwähnt worden, Beryll ist aber auch sonst in den Tessiner Pegmatiten verbreitet, z. B. bei Osogna) wird durch diese Funde im Bergellermassiv um ein Bedeutendes vermehrt. — Schliesslich finden sich in den Moränen des Fornogletschers noch Pegmatite mit dem für die Schweizeralpen ebenfalls seltenen Molybdänglanz.

Damit sind die wichtigsten Gesteine der Intrusivmasse erwähnt. Ihnen allen gemeinsam ist die fast völlige Frische der Komponenten mit nur geringen Anzeichen beginnender Metamorphose im Sinne der obersten Zone, und meist ohne jede Kataklase. Doch habe ich längs ursprünglichen Klüften oder an Ganggesteinsgrenzen manchmal starke mechanische Deformation gefunden, die sich bis zur Bildung von lokalen Myloniten und von glänzenden Rutschflächen steigern kann. Besonders schön sind dieselben am Torrone, Cantone, Casnile, Bacone, an der Cima del Largo und an der Cacciabella ausgebildet. Die Textur ist im allgemeinen rein massig, doch finden sich gegen die Ränder der Intrusivmasse fast durchwegs prachtvolle Gesteine mit primärer Parallel- und Fluidaltextur, in denen besonders die Feldspäte alle in einer Richtung orientiert sind. So kenne ich solche im obern Val Bondasca, ob Borgonuovo und Vicosoprano, in der Albigna und dann wieder im Fornogebiet.

Die Grenzen des Granitmassives sind auf Blatt XX und danach auch auf meiner tektonischen Karte nur schematisch eingetragen, und deren nunmehrige genauere Verfolgung brachte daher manche Überraschung. Auf alle Fälle erscheint sie heute viel natürlicher und ungezwungener als früher. Von Westen her tritt sie zwischen dem Pizzo dei Vauni und dem Monte di Bondo beinahe senkrecht

auf Schweizergebiet in den Hintergrund von Trubinasca. Jenseits dieses Kessels springt sie weit nach Norden vor bis fast zu den Hütten von Sassforà und erreicht östlich davon den Hintergrund von Val Bondasca. In der Gegend von Laret erscheinen, von der Hauptmasse deutlich getrennt, mitten in den kristallinen Schiefern, nochmals kleine Intrusivmassen: feinkörnige, zum Teil fluidale Granite und Diorite, die bis zum Pizzo Grande weiterstreichen. Die Grenze des Hauptstockes dagegen zieht, die bisher normal streichenden kristallinen Schiefer der Bondasca schief drehend und abscheidend, über Alp Naravedr nordöstlich hinauf zum Grat zwischen Pizzo Grande und Forcellette und von dort in mehreren vorspringenden Winkeln gegen den Eingang der Albigna unter dem Sasso Primavera. Ob Vicosoprano ist die Eruptivgrenze am Spezzacaldera sehr deutlich aufgeschlossen. Östlich der Albigna biegt dieselbe wiederum scharf gegen Norden und erreicht über Vallun del Larg und Val Farett unter den prachtvollen Terrassen von Mottafega, Dresassa und Cantunmurezzi durch die Nordwestwand des Piz Murtaira und dessen Nordgrat im Sattel südlich P. 2562. In der Mulde nordöstlich desselben ist der Granitkontakt gegen den Cavlocchio hinab noch mehrfach deutlich aufgeschlossen, dann aber zieht er sich scharf südöstlich zurück, um das Fornotal nahe dem heutigen Gletscherende zu überschreiten. Über die Westhänge des Pizzo dei Rossi und des Monte del Forno erreicht die Granitgrenze am Passo di Val Bona die italienische Landesgrenze, kehrt aber nach einem stark vorspringenden Winkel um den Monte Rosso herum von neuem ins Fornogebiet zurück. Die Cima di Vazzeda liegt schon ausserhalb oder wenigstens schon im Dach des einheitlichen Granitmassives, die Grenze desselben zieht mitten durch die Nordwand und wenig östlich des Gipfels der Cima di Rosso durch und verschwindet jenseits derselben in den Eismassen der Vedretta Sissone.

Über das Ende der Vedretta del Disgrazia biegt die Granitgrenze nun zurück zum Monte della Disgrazia selbst. Nach den bisherigen geologischen Karten und den Mitteilungen von Cornelius und Melzi soll der Gipfel desselben aus Tonalit bestehen, und nach diesem höchsten Punkte des Intrusivkörpers ist derselbe von Cornelius als „Disgraziamassiv“ bezeichnet worden. Die Grenze des Tonalites verläuft aber bedeutend westlich des Disgraziagipfels, etwas östlich oberhalb dem Piodasattel, und der Gipfel des Disgrazia liegt schon weit ausserhalb des Granitmassives; er besteht aus Malencoserpentin. Besuchen konnte ich bis jetzt leider die entscheidenden Stellen zwar nicht, aber all das lässt sich von den Gipfeln

der Cima di Rosso und des Sissone klar und deutlich beobachten (s. Fig. 2). Einzelne Gänge allerhöchstens mögen den Disgraziagipfel noch durchschwärmen, aber nie und nimmer gehört deshalb der Monte della Disgrazia als solcher mit zum sogenannten Disgraziamassiv. Der Name Disgraziamassiv muss daher verschwinden und durch einen anderen ersetzt werden, denn es geht doch nicht an, ein Granitmassiv von über 20 km Länge und 15 km Breite nach einem Serpentinberg ausserhalb desselben, und wenn er auch der schönste Berg des Gebietes ist, zu bezeichnen. Die Wahl eines richtigen Namens fällt einem aber ziemlich schwer. Die bedeutenden Gipfel des Granitmassives sind sozusagen unbekannt, oder die bekannteren wie Cengalo und Badile liegen zu excentrisch, die Bezeichnung nach irgend einem Seitental des Bergells wie Forno, Albigna oder Bondasca ist wiederum zu lokal. Hingegen glaube ich, dass unser Granitmassiv sehr wohl als Bergellermassiv bezeichnet werden kann. Das Bergell ist wohl bekannt, alle seine grossen Seitentäler liegen zum grössten Teil im Granit, und Granit baut auch fast alle die prachtvollen unter dem Namen „Bergellerberge“ bekannten Hochgipfel auf der Südseite des Tales auf. Wir werden also in Zukunft von Bergellergranit und Bergellermassiv reden an Stelle von Disgraziamassiv.

Wir gehen nun über zur Besprechung der einzelnen Gesteinsserien, die mit dem Bergellergranit auf Schweizergebiet in Kontakt treten.

Im Westen sind es zunächst die Gneise, Glimmerschiefer und Amphibolite der Kette Cima di Vallon-Monte di Bondo, die sich bis östlich Val Bondasca verfolgen lassen und dabei successive vom Granit abgeschnitten werden. Längs dem Kontakt treffen wir eine breite Injektions- und Einschmelzzone, die zum schönsten zählt, was die Bondasca und das Bergell überhaupt bietet. Man glaubt im südlichen Tessin, in den Injektionszonen von Claro und Arbedo zu sein, auf Schritt und Tritt wird man an die Tessinerverhältnisse erinnert, und die Tessiner Injektion ist ja eben auch nichts anderes als die westliche Fortsetzung der Injektionszonen im Val Bondasca.

Gegen Norden schiessen diese kristallinen Schiefer steil unter einen bis 300 m mächtigen Serpentinzug. Derselbe lässt sich von der Landesgrenze über Ganda rossa und Dente del Lupo bis in die Bondasca verfolgen und ist die Fortsetzung des Serpentinzuges von Chiavenna. Was unter ihm liegt, gehört somit zum Altkristallin der Adula-, was über ihm liegt, zu dem der Tambodecke. Die

Marmore von Bondo, die man früher als Trennung zwischen Adula und Tambo deuten musste, existieren nicht, sie sind erratisch. Östlich Val Bondasca kenne ich noch verschiedene Linsen und konkordante Lager des gleichen Serpentin, immer zwischen Gneisen wie im Westen auch, bis gegen Borgonuovo hin, kann aber noch nicht entscheiden, ob auch hier noch derselbe Zug von Chiavenna vorliegt. Jedenfalls ist der ganze Serpentinzug am Pizzo Grande, der hierher gehört, merkwürdig parallel dem Granitrand gedreht und wird östlich der Cacciabellaschluchten vom Granit abgeschnitten. Granitgänge finden sich auch am Dente del Lupo darin.

Von den oberen Gneisschuppen der Aduladecke, die sich aus dem Valsertal über den San Bernardin ja noch bis jenseits Mesocco verfolgen lassen, und die so schön dem „faisceau vermiculaire“ der Bernharddecke Argands entsprechen, fehlen im Bergell vorderhand noch sichere Anzeichen. Einzig am Dente del Lupo ist eine nochmalige Zweiteilung der Adulagneise durch Grüngesteine zu sehen, doch scheint dieselbe vorderhand nur lokal zu sein und ist nicht unbedingt tektonischen Ursprungs.

Alles Altkristallin, das nördlich des grossen Serpentinzuges Chiavenna-Val Bondasca liegt, gehört mit Sicherheit zum Kern der Tambo-Surettadecke. Der Sedimentzug Splügen-Soglio keilt nördlich des Bergells völlig aus, die Einzellappen der Decke sind daher im Süden nicht mehr zu erkennen. Das Kristallin besteht aus Ortho- und Paragneisen, Glimmerschiefern, Phylliten und Amphiboliten, die petrographisch noch recht wenig untersucht sind. Die ganze Serie endigt wie die vorige mit einer prachtvollen Injektions- und Einschmelzzone am Granit, und Schollen dieser Gesteine finden sich noch weit im Innern dieses Massivs bis tief in die Albigna hinein. Auch diese Serie wird schief durch den Bergellergranit abgeschnitten, sie baut das ganze Gehänge von Castasegna und Promontogno bis Ca d'Faretz zwischen dem Talboden und dem Granitkontakt auf, verschwindet aber östlich Vicosoprano immer mehr, und ihre streichende Fortsetzung liegt mitten in der Granitmasse des Forngebietes.

Auf diesem Kristallin der Surettadecke folgt nördlich des Bergells die altbekannte Trias von Roticcio und weiter die Bündnerschieferserie des Piz Duan mitsamt den Ophiolithen vom Piz Lizzun und von Casaccia. Diese mesozoische Serie war bis jetzt südlich des Bergells nicht bekannt; einzig die Grünschiefer von Casaccia konnte Cornelius nach Süden verfolgen, Trias und Bündnerschiefer aber schienen völlig zu fehlen.

Es ist mir nun gelungen, Trias und Bündnerschiefer der Surettadecke auch südlich des Bergells nachzuweisen und in einem Zuge von über 20 km Länge bis zum Monte della Disgrazia hinein zu verfolgen.

Diese Serie von Carbonatgesteinen ist dabei so typisch, dass sie keineswegs mit den alten Marmoren, z. B. der Valpelline-Fedozserie, die in der benachbarten Margnadecke, der einstigen rhätischen, auftreten, verwechselt werden kann. Die Trias ist so typisch, als sie nur sein kann, und der Bündnerschiefer ebenfalls. Am Fuss des Lavinaircrus lässt sie sich gut studieren. Dort folgen über den Paraschiefern des Surettakristallins schwarze carbonische Graphitphyllite und permische Psammitgneise, dann an die 20 m Triasquarzite, und darüber, an der Basis mit plattigen Kalkschiefern, die Triasdolomite, Kalke und Rauhwacken in etwa 30 m Mächtigkeit. Darüber besteht der ganze Nordrand des Lavinaircrus bis auf 2500 m hinauf aus den Schistes lustrés mit Marmoren, Kalkphylliten, Glimmerschiefern und Prasiniten, genau die Fortsetzung der Duanschiefer. Ein Zweifel an diesem Zusammenhang ist gar nicht möglich, treffen wir doch bei Roticcio genau dieselben Verhältnisse.

Die Trias am Fuss des Lavinair verschwindet zunächst im Schutt desselben, die südlichen Wände bestehen aus Gneis, die nördlichen aus Schistes lustrés; aber weit oben erscheint die Trias wieder in typischer Entwicklung und steigt in mehreren eleganten, liegenden Falten in die Nordwestwand des Piz Murtaira hinan. Schliesslich fällt sie wieder flach nach Süden und lässt sich, obschon vom Bergellergranit an vielen Stellen durchbrochen und verändert, doch als einheitlicher Zug samt den hangenden Schistes lustrés und Prasiniten durch die wilden Seitentobel des oberen Bergells bis ins Vallun del Larg verfolgen. Dort aber erscheint über den Schistes lustrés abermals die Trias, darüber legen sich die Quarzite und das Kristallin: Das Mesozoikum der Suretta ist also hier tief muldenförmig in seine kristalline Unterlage eingefaltet. Die ganze mehrteilige Mulde des Vallun del Larg aber liegt, trotz den zahlreichen sie durchschwärmenden Granitgängen fast unversehrt, von drei Seiten umschlossen als Scholle im Granit.

Der Bergellergranit sendet seine Gänge aber auch hinaus bis in die Falten am Lavinair und durchbricht dieselben in allen möglichen Richtungen. Jene Stelle im obern Lavinair ist herrlich. Surettagneis, Quarzit, Dolomit, Schistes lustrés und Prasinite, eng miteinander verfaltet und kreuz und quer von Granit- und Aplit-

gängen durchwoben, der Kontakt voll leuchtender Granaten, dunkler Diopside und Vesuviane, alles marmorisiert, die Klüfte mit prachtvollen Wollastonitrossetten überzogen. Hier wird einem das tertiäre Alter des Bergellergranites viel klarer erwiesen als an den an und für sich unsicheren Grünschiefern im Fornotal; Trias und Lias, vielleicht noch Jüngerer, mitsamt den Grünschiefern, eng verfaltet und vom Granit durchbrochen. Die Stelle dürfte einer der schönsten Punkte der Schweizeralpen sein.

Zu oberst auf den Schistes lustrés folgt als Äquivalent der Lizzunophiolithe ein mächtiger Grünschiefer- und Amphibolitzug, der seinerseits die alten Schiefer, Kalke, Marmore und Gneise der sogenannten Cavloccioschuppe trägt, und all dies verschwindet im Streichen, in riesige Schollen aufgelöst, im Granit des Piz Murtaira.

Jenseits desselben treffen wir die Surettatrias wieder zu beiden Seiten des Fornogletschers, im Granit, in Linsen und Schollen aufgelöst, darunter Linsen und Schollen von Gneis und Glimmerschiefer, darüber die Amphibolite des Pizzo dei Rossi, und an einer Stelle gar, eingeklemmt in die Dolomite, eine Mulde von normalem Bündnerschiefer. Die Mulde liegt nach allen Seiten isoliert als Scholle im Granit, sie ist oben und unten quer abgeschnitten. Westlich des Gletschers schneidet der Granit ein ganzes normales Profil vom Gneis zum Bündnerschiefer ab. Auch die hangenden Amphibolite schwimmen im Granit als zerstückelte Schollen, und erst weiter draussen erreichen wir den zusammenhängenden Amphibolit und Grünschiefer, der unter das Altkristallin der Margnadecke einschiesst. Wir haben also im Fornotal genau wie im Lavinaircrus ein normales Profil von den Surettagneisen bis zum Margnakristallin, vom Granit wohl intensiv durchadert und durchbrochen, aber in seinem Zusammenhang doch fast ungestört.

Die Surettatrias zieht nun weiter nach Süden, immer mit Quarziten und Gneisen im Liegenden, Grünschiefern und Amphiboliten im Hangenden, wo nicht der letztere Zusammenhang durch den Granit gelöst ist. An manchen Stellen sind allerdings Gneise auch zwischen Triasdolomit und Grünschiefer eingeschaltet, doch nur in schmaler Lage und im allgemeinen und in grossen Zügen bleibt das Profil: Gneis — Trias — Ophiolithe auch hier bestehen. Am Monte del Forno liegt die Trias mitten im Granit, desgleichen zusammen mit Lias am Monte Rosso, und westlich dieses grossen, oft bis 150 m mächtigen, intensiv in sich zusammengeschuppten Zuges finden sich, von diesem völlig losgelöst und viel tiefer in den Granit hineingesunken,



mehrere hochkontaktmetamorphe Schollen von Triasgesteinen, so an zwei Orten nahe der Fornoehütte.

Das mächtigste Triasvorkommnis des Gebietes aber liegt an der Cima di Vazzeda. Dort findet sich die Trias nicht nur in einem kleinen Fetzen auf dem Granit des Gipfels, sondern mindestens der halbe Berg besteht daraus, und, von Süden gesehen, sieht die Cima di Vazzeda fast aus wie der Piz Alv am Berninapass.

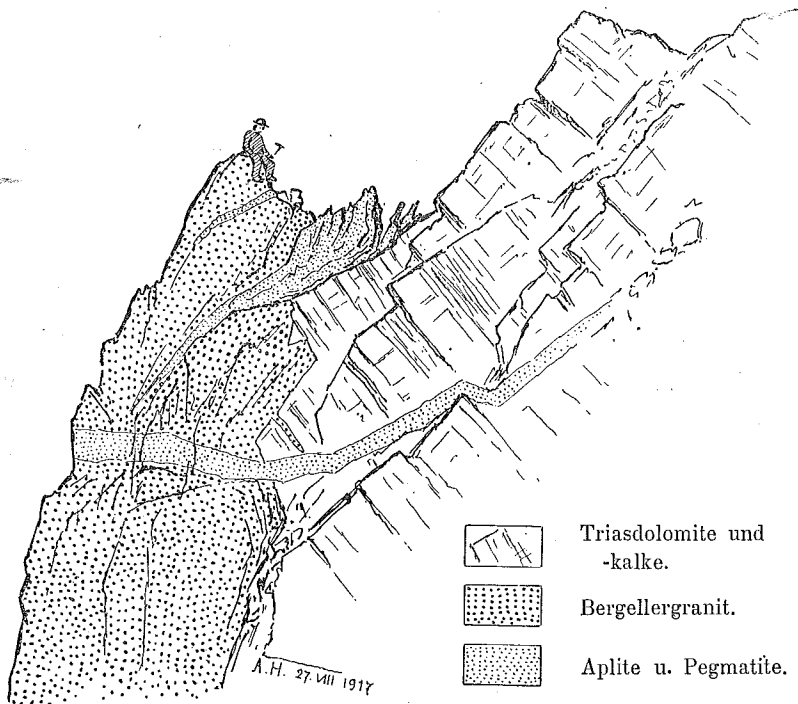


Fig. 1. Partie am Passo di Vazzeda (Westseite).

Am Passo di Vazzeda lässt sich die Trias gut studieren. Über den basalen Quarziten finden sich dort neben den gewöhnlichen Dolomiten auch richtige Rauhdecken und Zuckerdolomite, und das Ganze ist dort weit über 100 m mächtig. Grosse Granitgänge durchbrechen die Trias nach allen Richtungen und entsenden dabei immer kleinere und salischere Apophysen in die Sedimente (s. Fig. 1). Die Kontakthöfe, die sie dabei in der Trias erzeugen, sind meist von sehr geringer Breite, und doch ist die mineralische Umwandlung recht intensiv, selbst bei ganz winzigen Aplitgängen. Die Rauhdecke ist

voller Feldspäte, der Dolomit voll Diopsid, Aktinolith, Titanit und Wollastonit, und das Intrusivgestein selbst wird am Kontakt zu einem prachtvollen Diopsidaplit oder -granit mit oft riesigen Titaniten und Epidoten. Gleiches lässt sich an der Cima di Vazzeda selbst an unzähligen Stellen studieren.<sup>1)</sup>

Der Bau der Cima di Vazzeda ist sowohl schon primär recht kompliziert als auch nachträglich durch die Granitintrusion erheblich gestört worden. Es scheinen drei stark gefaltete Schuppen von Gneis und Trias übereinander zu liegen, deren mittlere noch Fetzen von Schistes lustrés mit Prasiniten trägt. Der Granit dringt quer durch alle diese Gesteine, schneidet sie beliebig ab und durchbricht mit einer Willkür sondergleichen all die Kleinfalten des Berges. In dessen Nordostwand wird ein Rauhwackeband mit Prasiniten samt den Quarziten durch einen mächtigen Tonalitgang abgeschnitten, weiter oben durchbricht ein grösserer Granitstock die Schistes lustrés und die Trias auf der ganzen Nordseite des Berges, und den Gipfel desselben bildet eine mächtige Dolomitplatte, zu einem herrlichen Marmor umgeformt, der in prachtvollen Falten durch die Nordwand des Berges zum Vazzedapass herabsinkt. Weiter südlich folgt auf dem Gipfel der liegende Gneis, z. T. voll Sillimanit, und alles zusammen ist durchsetzt und durchadert vom Granit. Die Tektonik der Cima di Vazzeda ist im Detail noch keineswegs entziffert, die Verhältnisse sind auch ausserdem noch durch starke Quersaltung kompliziert, und die italienische Seite des Berges ist heute nicht begehbar. Aber im Prinzip haben wir an der Vazzeda ein zu einer nordwärts überliegenden, schiefen, mehrteiligen Mulde gestauchtes Schuppenpaket von Gneis, Trias und Lias, das zudem stark nach Osten sinkt und vom Granit an vielen Stellen durchbrochen und vielleicht auch etwas verstellt worden ist.

Die Gneise der mittleren Vazzedaschuppe bilden beinahe den ganzen Südwestgrat des Berges, diejenigen der unteren ziehen noch bis gegen die Cima di Rosso hinauf, sie werden dort von Tonalit abgeschnitten. Vom Gipfel des Monte Sissone aus sieht man auch die Trias der Vazzeda, nach Osten abfallend, weiter ziehen und weit unten im Südostgrat jenes Berges unter den hangenden Amphiboliten

<sup>1)</sup> Passo und Cima di Vazzeda wurden im Juli 1917 von uns zusammen mit A. Jeannet geologisch entdeckt und damit auch die ersten sichern Trias-Granitkontakte in den Schweizeralpen. Später besuchten wir den Pass wieder, im August mit Albert Heim, im September mit Maurice Lugeon. Deren Begeisterung kannte keine Grenzen, ist doch das Ganze etwas für die Schweizeralpen ganz Einzigartiges. Herr Prof. Heim überliess mir denn auch in freundschaftlichster Weise die damals entworfene vorstehende Skizze, wofür ich ihm auch an dieser Stelle herzlich danke.

verschwinden. Diese letzteren gehen allmählich in die Serpentine der Disgraziagruppe über. Südlich von Alp Sissone glaubte ich nochmals die Vazzedatrias zusammen mit den liegenden Gneisen zu erkennen, und zwar ebenfalls in mindestens doppeltem Zuge wie an der Vazzeda. Jenseits der Vedretta del Disgrazia aber sieht man deutlich die Gneise und die Dolomite der Suretta nochmals unter den Serpentinaen des Disgraziagipfels emportauchen,

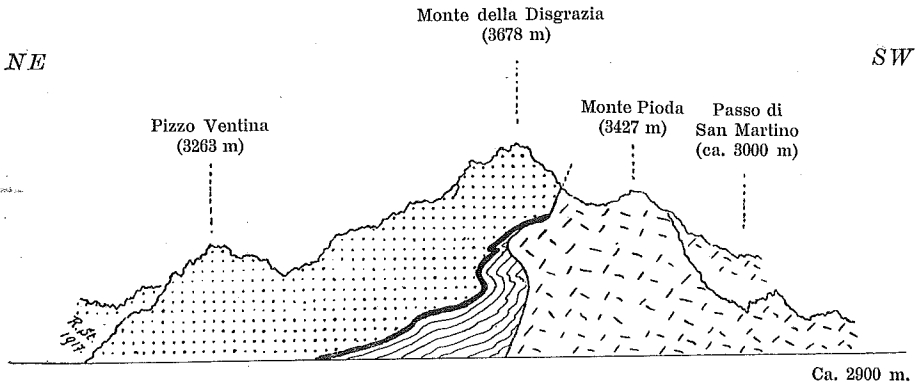






Fig. 2. Profilsicht des Monte della Disgrazia.

Ca. 1 : 37 000.

- |   |  |
|---|--|
|    | Granit, Tonalit und Diorit des Bergellermassivs. |
|   | Serpentin von Val Malenco.                       |
|  | Trias der Surettadecke.                          |
|  | Surettakristallin.                               |

stark gefaltet, und wiederum abgeschnitten von Tonalit am Monte Pioda (s. Fig. 2). Auch dort sieht man wieder die intensive Querfaltung dieser Zone, aber sehr deutlich bemerkt man darunter auch das endgültige flache Untersinken der Dolomite unter den Malencoserpentin.

Die Surettatrias ist also tatsächlich das Liegende des Malencoserpentin, und damit ist auch die Surettanatur der Trias und der Gneise von Lanzada endgültig festgelegt.

Von Löbbia im Bergell bis zum Disgraziagipfel haben wir also eine fast ununterbrochene Reihe von mesozoischen, vielfach in sich gefalteten und verschuppten Sedimentlinsen,

die alle rücksichtslos vom Bergellergranit durchstoehen und durchadert werden. Damit ist natürlich das tertiäre Alter dieses letzteren ganz zweifelsohne erwiesen, und die noch etwas unsicheren Grünschiefer bleiben in dieser Beweiskette völlig ausgeschaltet.

Das tertiäre Alter der Bergellergranite, das von Steinmann mehr geahnt und prophezeit, und von Cornelius erstmals postuliert und verteidigt worden ist, ist damit heute endgültig bewiesen.

Es bleibt mir nur noch übrig, kurz die oberste tektonische Serie, die im Bergell mit den jungen Graniten in Berührung tritt, zu erwähnen, nämlich die altkristallinen Gesteine der Margnadecke. Als Margnadecke habe ich vor kurzem die rhätische Decke des Oberengadins, das Äquivalent der Dentblanche in Graubünden, bezeichnet. Das Altkristallin derselben zerfällt in eine obere und eine untere Serie; die obere ist die längst bekannte Malojaserie, die untere habe ich Fedozserie genannt und als vollständiges Äquivalent der Série de Valpelline des Wallis erkannt. Im Fedoz und Fex, sowie im Malenco ist diese untere Serie leicht zu erkennen an ihren dunklen Paragesteinen, ihren Grünschiefern, Amphiboliten, Gabbros und Marmoren. Auf der Westseite der Kette Margna-Monte Muretto treffen wir nun unter dem Malojagneis wohl basische Massen der Fedozserie wie Amphibolite und Serpentine, aber die Marmore derselben scheinen östlich Val Muretto und im Fornotal zu fehlen. Dafür treten aber, sowohl am Murettopass als auch ob Plancanin genau an der Stelle, wo die Fedozserie unter den Malojagneisen hervor erscheinen sollte, die Biotit-, Granat- und Andalusitgesteine der „Cavloccioschuppe“ von Cornelius hervor. Diese liegen wie die Fedozserie normal unter den Malojagneisen, und diese Gesteine nun führen westlich des Val Muretto genau wie die Fedozserie auch grössere Lagen von alten, mit Silikaten durchtränkten Kalken und Marmoren. Wir dürfen dieselben also als eine besondere Facies der Fedozserie betrachten und finden ihre Walliser Äquivalente zwanglos in den Kinzigiten der Valpelline, die bis jetzt in Bünden zu fehlen schienen. Auch der alte Muscovitgranit des Wallis fand sich damit zusammen am Murettopass, und am Piz Salacina finden wir denselben, enorm mylonitisiert, im Kontakt mit den alten Kalken und Marmoren der Fedozserie. In Wechsellagerung mit den Andalusitgesteinen finden sich ferner die Pyroxenquarzite der Muretto- und Cavlocciogegend und verschiedene Biotitgneise und -Schiefer.

Cornelius hat die Andalusitgesteine als eine kontaktmetamorphe Facies der Malojaserie am Granit erklärt. Dieselben sind aber keines-

wegs an den Granitkontakt gebunden. Ferner habe ich in den Gneisen der Surettadecke, deren normale Typen von den Malojagesteinen äusserlich nicht so verschieden sind und es wohl auch chemisch nicht sein dürften, nie eine makroskopische Andalusitbildung als Kontaktwirkung beobachten können, auch wenn dieselben als Schollen tief im Granit lagen. Wie soll denn der gleiche Granit in einem analogen Gneis, oft in einer Distanz von gegen 2 km vom Granitrand entfernt, noch Andalusit erzeugt haben? Im Wallis finden sich die Andalusitgesteine auch ohne eine Spur von jungen Graniten, und es genügt daher unsern jetzigen Kenntnissen besser, wenn wir die Andalusitgesteine der „Cavloccioschuppe“ und der Murettogegend als die Äquivalente der Walliser Kinzigite, zur Série de Valpelline gehörend, betrachten und eine Kontaktmetamorphose vom Granit aus hier ausschalten.

Die eigentliche Malojaserie der Margnadecke tritt mit dem Granit des Bergellermassives nirgends in Kontakt, derselbe berührt nur die tiefere Fedozserie. Diese wird zusammen mit den unterlagernden Grünschiefern im Fornotal vom Granit abgeschnitten, und jene Stelle bildet die normale Basis der eigentlichen Margnadecke. Deren untere Abzweigung, die Cavloccioschuppe, glaube ich nach gründlicher Prüfung zum mindesten als eine unnötige Komplikation der Tatsachen bezeichnen zu müssen, die nur vor der Kenntnis der Fedozserie gerechtfertigt war; die Cavloccioschuppe existiert hier als solche nicht, sondern ist einfach der normale untere Teil des Margnadeckenkernes. Denn eine Abtrennung derselben von der Fedozserie der Margna-Murettokette durch sichere mesozoische Sedimente wie Trias oder Schistes lustrés fehlt bis jetzt, und am Cavlocciosee sieht man die Andalusitgesteine in mehrfacher primärer Wechsellagerung mit den intrusiven Grünschiefern und Amphiboliten, die bis jetzt einzig eine Abtrennung der Cavloccioschuppe von der Margnadecke zu ermöglichen schienen. Am Piz Salacina sieht man die Biotitgesteine und Graphitphyllite der Fedozserie ganz allmählich in diese Grünschiefer übergehen, eine scharfe tektonische Grenze fehlt, und ganz die gleichen Grünschiefer sind noch in ziemlicher Menge als kleinere und grössere Lager in die Malojaserie auf Salacina selbst eingeschaltet. Die gleichen kleinen Lagergänge von Grünschiefern durchziehen auch die Andalusitgesteine am Cavlocciosee, so dass also eine Trennung der Andalusitserie von diesen Ophiolithen kaum möglich ist. Dieselben gehören vielmehr normal in den Kern der Decke, sie sind mit ein Glied der Fedozserie, mehr metamorphe Äquivalente der Gabbros und Grüngesteine von Val Fedoz und ent-

sprechen als solche durchaus den „roches basiques“ der Valpelline im Wallis.

Die Fedozserie der Margnadecke tritt aber nicht nur im Fornotal selbst mit dem Granit in Kontakt, sondern auch östlich desselben, wo man mächtige Granitgänge quer durch die liegenden Amphibolite bis in die Andalusitgneise und Murettoquarzite hineingreifen sieht, und dann vor allem westlich des Fornotales gegen das Bergell zu, in grossem Masstabe am Piz Murtaira, wo die Auflagerung der Fedozserie auf die Amphibolite, Grünschiefer und Schistes lustrés der Suretta sehr deutlich zu sehen ist. Grosse Schollen derselben schwimmen daselbst mitten im Granit und sind von Adern und Gängen desselben in innigster Weise durchwoben, und an manchen Orten sieht man den Granit quer zur Deckengrenze alle umgebenden Gesteine durchbrechen.

Endlich finden sich im Osten des Gebietes, am Monte del Forno, mitten in den Amphiboliten der Surettadecke nochmals Gesteine vom Typus der Fedozserie, nämlich Granatbiotitgneise und -Schiefer, und alte Kontaktmarmore wie diejenigen im Fex und Fedoz.

Mit dem Granitmassiv als solchem allerdings kommen diese Gesteine nicht in direkten Kontakt, wohl aber durchschwärmen am ganzen Monte del Forno riesige Granit-, Aplit- und Pegmatitgänge kreuz und quer, ohne jede Rücksicht auf normale Gesteins- und Deckengrenzen, sowohl die Amphibolite als auch die Fedozgesteine. Die Wand östlich des Passo del Forno zählt sicher zum schönsten und gewaltigsten, was an Eruptivkontakten überhaupt zu sehen ist. In herrlicher Weise hat uns hier die Erosion den komplizierten Intrusionsapparat der Tiefe an einem klassischen Beispiel entblösst.

Aber nicht nur die Deckengrenze zweier übereinanderliegender grosser Stammdecken, der Margna und Suretta, wird vom Bergellergranit quer durchschnitten, sondern auch gemeinsame Kleinfalten dieser beiden grossen Einheiten. Die Falten der unterliegenden Surettadecke, die im Lavinaircrus hervortreten und sich an Hand der dortigen Trias- und Liasgesteine so trefflich studieren lassen, reproduzieren sich nämlich auch noch höher im Deckengebäude, in der Fedozserie der Margnadecke. Dem Südfallen der Surettatrias südlich des Lavinaircrus entspricht höher oben am Piz Murtaira ein gleiches Südfallen der Fedozserie, und dasselbe beobachten wir wieder im Fornotal. Der Gewölbeumbiegung der Surettatrias im Lavinaircrus entspricht ein prachtvolles Gewölbe in der Fedozserie im Tale des Fornogletschers. Östlich desselben ist dieses Gewölbe

vollständig geschlossen, die unterliegenden Amphibolite treten fensterartig darunter hervor, und das Ganze taucht flach gegen Osten unter. Westlich des Fornotales aber sieht man im Amphibolitkern dieses Gewölbes einen gewaltigen, wohl 500 m mächtigen Granitgang aufsteigen und mit einer Menge kleiner Apophysen mitten durch den Scheitel desselben bis weit in die hangende Fedozserie hineinsetzen. Nord- und Südschenkel des Gewölbes aber sind unversehrt erhalten geblieben.

Die gemeinsamen Detailfalten zweier übereinander liegender Decken werden also hier in klarer Weise vom Granit durchbrochen und nach allen Seiten durchadert.

Damit ist nun wohl des Beweises genug für das tertiäre Alter der Bergellergranite. Dieselben sind jünger als die Ineinanderfaltung der Decken, d. h. ihre Intrusion fällt in das Ausklingen der Alpenfaltung.

Die obere Altersgrenze der Bergellergranite aber ist gegeben durch die massenhaften Gerölle dieser Gesteine in der süd-alpinen, wohl obermiozänen Nagelfluh. Dort unten wird sich einst rekonstruieren lassen, was heute über dem Bergellermassiv nun leider fehlt, was eine grossartige Erosion schon längst entfernt hat: vor allem die oberen Teile der Intrusivmasse selbst und vielleicht auch das Dach derselben. Schon heute können wir aus dem starken Überwiegen der Tonalite über die Granite in der Süd-nagelfluh auf einen in der Hauptsache tonalitischen oberen Rand der Intrusivmasse schliessen, und eine genaue Untersuchung der süd-alpinen Nagelfluhgerölle von diesem Gesichtspunkt aus könnte noch zu manchem interessanten Resultate führen.

Noch eine Fülle von Fragen aber bleibt ungelöst. Was wissen wir heute von den Ursachen und dem näheren Mechanismus dieser gewaltigen Intrusion? Haben wir an ein Aufschmelzen fester Gesteine in grosser Tiefe, verursacht durch die Alpenfaltung, d. h. die Überdeckung mit den gewaltigen Gesteinsmassen der alpinen Decken, zu denken? Oder fand quasi ein mechanisches Aufsaugen unterirdischer Magmenherde in die gewaltige Antiklinale der Deckenscheitel statt, in deren Streichen die ganze Masse liegt? Die Detailbeobachtungen am Fornogletscher würden damit auch gut übereinstimmen, sehen wir doch auch dort im Kleinen dasselbe Phänomen, indem auch dort ein Granitstock direkt in eine Antiklinale hinein intrudiert worden ist. Oder hat der Einbruch der Poebene die umliegenden Magmenmassen automatisch in die Höhe gepresst? Ich glaube, alle diese drei Faktoren

waren an dem riesenhaften Vorgang irgendwie beteiligt, sie haben einander in die Hände gearbeitet.

Eine weitere wichtige Frage ist die: ist es überhaupt bei einer Intrusion geblieben, oder hat einst gar ein tertiärer Elbrus oder Kasbek hier die Alpen gekrönt? Vorderhand fehlen zur Entscheidung dieser Fragen zwar die nötigen Laven, aber wer weiss, ob sich nicht in der Südnagelfluh, die uns doch das Bild der tertiären Alpenoberfläche zeichnen muss, auch noch tertiäre Tuffe und Ergussgesteine finden.

Alle diese Fragen können ja heute nur angedeutet werden, und nur weitere sorgfältige Forschung kann uns deren Lösung näher bringen. Es wird denn auch meine Aufgabe sein, am Schlusse meiner Studien alle diese Probleme noch weiter zu beleuchten und zu klären. Ich verweise daher heute auf den entsprechenden „Beitrag zur Geologischen Karte der Schweiz“, in dem alle diese Fragen nach gründlicher Prüfung alles irgendwie nützlichen Tatsachenmaterials eingehend erörtert werden sollen.

Nur auf eines will ich noch kurz hinweisen, nämlich auf die enorme Mannigfaltigkeit und Verschiedenheit der Kontakterscheinungen, die überall in klassischer Weise den Intrusivkörper begleiten. Schollenkontakt und Einschmelzung, Durchdringung der Umgebung mit Eruptivmaterial findet sich allerdings überall, aber in sehr ungleichem Masse. Erstaunlich gering sind an der Ostseite des Massivs die Breiten der Kontakthöfe, erstaunlich gross hingegen im westlichen Bergell. An der Vazzeda z. B. finden sich Kontakthöfe zwischen Triasmarmoren und Granit oft in einer Breite von nur wenigen Centimetern, und der Durchschnitt derselben übersteigt kaum 1—2 m. Die Kontaktmetamorphose ist genau auf diese schmale Zone beschränkt, und daneben ist z. B. die Trias ganz normal, rein gewöhnlich metamorph als Marmor entwickelt. Aber schon im oberen Bergell werden die Kontakthöfe grösser, dort ist z. B. die Trias in ihrer ganzen Mächtigkeit vollständig kontaktmetamorph, die Substanzzufuhr und die Einschmelzungen sind viel intensiver als am Ostrand, und gehen wir noch weiter nach Westen, so treffen wir im Val Bondasca alle Gesteine bis auf mehrere Kilometer Entfernung vom Granitrand intensiv auf- und eingeschmolzen und injiziert. Die Wirkung des Magmas war im Westen also viel intensiver als im Osten. Die Erklärung dieses anscheinend willkürlichen Phänomens ist sehr einfach. Da das ganze Deckengebäude und damit natürlich auch dessen einstige primäre tertiäre Oberfläche in dieser Region nach



Osten einsinkt, so gelangte eben der Ostrand des Massivs relativ viel näher an die damalige Oberfläche als der Westrand, die geringere Tiefe bedingte selbstverständlich geringere Temperaturen als im Westen, und daher kommt der gewaltige Unterschied in der Ausbildung der Kontakterscheinungen.

Noch vieles wäre zu berichten über die Geologie und die Tektonik des Bergellermassivs und über dessen so überaus reichhaltige Petrographie. Doch all das mitsamt den genauen Karten und Profilen soll der späteren Arbeit in den „Beiträgen“ vorbehalten bleiben. Die vorliegende Mitteilung soll ja nur eine kleine Einführung in die Geologie dieses schönen Gebirgslandes sein.

Fassen wir nun vorderhand unsere wichtigsten geologischen Ergebnisse noch kurz zusammen, so ergibt sich folgendes:

I. Der Monte della Disgrazia besteht in seinem Gipfelbau aus Malencoserpentin; der Name Disgraziamassiv muss daher für unser Granitmassiv verlassen und durch einen anderen ersetzt werden. Ich schlage **Bergellermassiv** vor.

II. Von oben nach unten treten im Bergell folgende tektonischen Elemente mit dem Granit in Kontakt:

1. Die Margnadecke des Oberengadins mit ihrer Basis, der Fedozserie. Dieselbe konnte nun auch vom Monte del Forno und Murettopass bis ins Bergell nachgewiesen werden.

2. Die Surettadecke des Bergells mit ihrem Altkristallin, ihrer Trias, ihren Bündnerschiefern, Grünschiefern und sonstigen Ophiolithen. Trias und Bündnerschiefer derselben setzen auch noch südlich des Bergells fort, die erstere konnte in einem Zuge von über 20 km Länge bis zum Monte della Disgrazia verfolgt werden, immer zusammen mit den liegenden Gneisen, zerstückelt und injiziert durch den Granit.

3. Die Tambodecke des Bergells mit ihren kristallinen Schieferen, die hier mit denen der Suretta zu einer Einheit verschmolzen sind.

4. Die Serpentine von Chiavenna, die sicher bis Val Bondasca verfolgt werden konnten.

5. Die kristallinen Gesteine der Aduladecke im Val Bondasca.

Es werden also die Vertreter aller drei grossen penninischen Stammdecken, d. h. der Bernhard-, Monte Rosa- und der Dentblanchedecke vom **Bergellergranit durchbrochen**.

III. Der **Bergellergranit durchbricht** nicht nur an verschiedenen Orten wie am Monte del Forno, im Fornotal, am Piz Murtaira

und ob Borgonuovo die grossen Deckengrenzen oder schneidet sie quer ab, sondern der Granit durchschwärmt an vielen Stellen rücksichtslos, nach allen Richtungen hin auch die kleinsten Detailfalten in den Decken oder gar komplizierte Verfallungen zweier Decken oder Schuppen miteinander. Die Cima di Vazzeda, das Fornotal und der Piz Murtaira samt dem Lavinaircrus sind herrliche Beispiele dafür.

IV. Der Bergellergranit ist daher jünger als die Hauptphasen der Alpenfaltung, er ist postalpin, und zwar, nach den Geröllern der südalpinen Nagelfluh, frühjungtertiär.

Damit glaube ich nun das Wichtigste über das Bergell mitgeteilt zu haben. Zügellos, wild und ohne jedes Gesetz wie seine granitene Berge erschien zunächst der Gebirgsbau des Bergells, aber in wunderbare Harmonie löst er sich nun auf, und wohl nirgends in den Alpen finden wir einen zweiten Ort von solch packender Schönheit eines Eruptivkontaktes quer durch ein ganzes Deckenland hindurch wie eben hier im Bergellermassiv.

### Benutzte Literatur.

1. E. Argand, Carte géologique du massif de la Dent Blanche. Mat. carte géol. Suisse, n. s. XXIII, carte spéciale n° 52, 1908.
2. — L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales. Bull. Lab. Géol. etc. Université Lausanne, n° 14, 1909.
3. H. P. Cornelius, Über die rhätische Decke im Oberengadin und den südlich benachbarten Gegenden. Zentralbl. Min. etc. 1912.
4. — Geologische Beobachtungen im Gebiete des Fornogletschers. Zentralblatt Min. etc. 1913.
5. — Zur Kenntnis der Wurzelregion im untern Veltlin. N. J. Min. etc. Beil. Bd. XL. 1915.
6. — Geologische Beobachtungen in den italienischen Teilen des Albigna-Disgraziamaassivs. Geol. Rundschau 1915.
7. G. Melzi, Ricerche geologiche e petrografiche sulla Valle del Masino. Giorn. di Min. del Dott. Sansoni, 1893.
8. R. Staub, Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, n. F., XLVI. Lief., I. Abteilung, 1916.
9. — Tektonische Karte der südöstlichen Schweizeralpen. Ebenda, 1916. Spezialkarte Nr. 78.
10. — Das Äquivalent der Dent Blanche-Decke in Bünden, deren Bedeutung und Nomenklatur. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich, 1917.
11. — Über Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. z. Geologie d. Schweiz, n. F., Lief. XLVI, 3, 1917.
12. — Zur Kenntnis des jungtertiären Granitmassives im Bergell. Ecl. geol. Helv. Compt. Rendu der Sitzung vom 11. Sept. 1917.
13. G. Steinmann, Die Bedeutung der jüngeren Granite in den Alpen. Geol. Rundschau, 1913.
14. G. Theobald, Die südöstlichen Gebirge von Graubünden. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Lief. III, 1866.
15. — Geologische Karte der Schweiz, 1:100 000, Blatt XX. Ebenda 1865.