

Geologische Beobachtungen im Gebiete des Fornogletschers (Engadin).

Von H. P. Cornelius.

Auf der Exkursion in die Alpen, welche die Geologische Vereinigung im Sommer 1912 veranstaltete, erfuhr ich zu meiner großen Überraschung aus dem Munde von Herrn Geheimrat G. STEINMANN dessen Ansicht, nach welcher die Granitmasse der Albigna-Disgrazia-Gruppe tertiären Alters wäre. STEINMANN gründete diese Ansicht auf das Auftreten des Granits im allgemeinen, sowie auf dessen petrographische Beschaffenheit, welche keinerlei Anzeichen einer stärkeren mechanischen Beanspruchung erkennen läßt. Ich unternahm darauf, um über diese Frage ins klare zu kommen, zu Anfang September des letzten Jahres einige Exkursionen in das Fornogebiet. Dieselben lieferten Resultate, welche mir in mancher Beziehung interessant genug scheinen, um die Bekanntgabe eines kurzen vorläufigen Berichts zu rechtfertigen.

Fassen wir zunächst die tektonische Situation unseres Gebietes ins Auge! Wie ich kürzlich¹ mitgeteilt habe, wird der aus Gneisen und Phylliten der Malojaserie bestehende kristalline Kern der rhätischen Decke in Val Maroz, unmittelbar westlich von Casaccia, von Grünschiefern unterlagert, welche dem verkehrten Schenkel der nämlichen Decke angehören. Desgleichen bilden die Grünschiefer und Serpentine von Val Malenco die Unterlage der Gneise der rhätischen Decke in der Kette Piz Fora—Sasso d'Entova, wie aus den Untersuchungen F. ZYNDEL's² und des Verfassers hervorgeht. Wir haben also zu erwarten, daß die Kontaktfläche, welche jene beiden Gesteinsgruppen trennt, auch zwischen Casaccia und den Bergen östlich des Murettopasses ausstreicht. Und in der Tat: steigen wir von Maloja südwärts hinauf nach der Terrasse Salacina (nördlich des gleichnamigen Gipfels), so erreichen wir dort die Südgrenze der E-W streichenden und steil (bis 50°) N fallenden Malojagneise. Den im Süden sich erhebenden, felsigen Grat, welcher vom Piz Salacina gegen NE zieht, bauen die unterlagernden Grünschiefer auf. Sie ziehen gegen NE hinab nach dem Knie der Ordlegna, ca. 1 km nördlich des Lej da Cavlocc, und treten dort noch auf die Nordseite jenes Flusses. Der Kontakt mit den hangenden Gneisen ist leider auf dieser ganzen Strecke

¹ H. P. CORNELIUS, Über die rhätische Decke im Oberengadin und den südlich benachbarten Gegenden. *Dies. Centralbl.* 1912. p. 632 ff. — Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpaß. *N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXV.* 1913. Karte Tafel XIX.

² F. ZYNDEL, Über den Gebirgsbau Mittelbündens. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Neue Folge XLl.* 1912. p. 25. — Die Ergebnisse ZYNDEL's stimmen bezüglich der Tektonik von Val Malenco (wie auch in vielen anderen Punkten) vollkommen mit den meinigen überein.

nirgends aufgeschlossen, doch läßt sich leicht erkennen, daß letztere stets von dem Grünschiefer weg, nach N bis NW einfallen. An dem erwähnten Ordlegnaknie nun erfährt die Grenze der beiden Gesteinsgruppen einen scharfen Knick: sie wendet sich, ungefähr dem Tallaufe folgend, fast genau gegen Süden. Die unterste Felsmauer auf der Ostseite besteht bereits aus Gesteinen der Gneisserie; Grünschiefer stehen zusammenhängend bis zum Lej da Cavlocc an, dann noch in einzelnen Aufschlüssen: den südlichsten fand ich am N-Fuß des Pizzo dei Rossi. Auf dieser ganzen Strecke herrscht im Norden flacheres ($20-30^{\circ}$), gegen Süden immer steileres Gefälle nach ENE bis E; am Murettopaß steht der Gneis sogar vertikal, ja, etwas südlich der Paßhöhe ist derselbe, wenigstens lokal, ein wenig gegen E überkippt.

In die Grünschiefer ist jedoch nochmals eine Gneisschuppe eingebettet. Dieselbe bildet den Gipfelkopf des Piz Salacina, sowie (infolge des ENE-Gefälles) fast das ganze Gehänge westlich der Strecke Lej da Cavlocc—Plancanin; ich möchte sie der Kürze halber als Cavloccschuppe bezeichnen. Sie schiebt überall unter die bisher betrachteten Grünschiefer (vom P. Salacina-NE-Grat etc.) ein: ihr Liegendes wird wiederum von Grünschiefern gebildet, welche ich indessen nur am Südgrat des Piz Salacina, sowie zwischen Plancanin und dem Ende des Fornogletschers anstehend kenne. An ersterer Lokalität enthalten dieselben ein kleines Lager von hochkristallinem, schieferigem Kalk — teils grau, ziemlich homogen, teils hell, mit Bänderung durch erhaben herauswitternde Lagen; in ersterer Varietät könnte man vielleicht ein hochmetamorphes Äquivalent der Liasschiefer, in letzterer ein solches des „Hyänenmarmors“ des Septimer-Juliergebiets erblicken.

Über die tektonischen Beziehungen zwischen der Cavloccschuppe und der Gneismasse der rhätischen Decke habe ich noch keine Klarheit erlangen können. Wahrscheinlich ist die erstere nur eine lokale Digitation des Kerns der rhätischen Decke; ich vermute einen Zusammenhang beider am Pizzo dei Rossi, dessen Hochregion ich noch nicht besuchen konnte; die vollkommene Identität vieler Gesteinstypen der Cavloccschuppe mit solchen der Murettoegend verdient jedenfalls hervorgehoben zu werden.

Bei den bisherigen Betrachtungen haben wir das orographisch wie geologisch wichtigste Element, das sich am Aufbau des Fornogebiets beteiligt, noch gar nicht erwähnt: den Granit, der die zahlreichen prachtvollen Hochgipfel auf der Süd- und Westseite des gewaltigen Gletschers wohl ausschließlich aufbaut. Längs einer Linie, welche von P 2562 südlich des Piz Salacina gegen SE nach dem Tal unterhalb der Zunge des Fornogletschers läuft, stößt er an die kristallinen Schiefer des Cavloccgebiets. Am besten sind die Kontaktverhältnisse im Tale des Fornogletschers zu beobachten. Bei Plancanin stehen wir auf den ca. 30° NE fallenden

Gneisen der Cavlocschuppe. Dieselben nehmen gegen SW erst noch steilere, dann ganz flache Lage an; südlich lassen sie, im Tal des Fornogletschers, die unterlagernden Grünschiefer hervortreten. Am ersten bedeutenden Couloir (von Plancanin aus gerechnet), das von W herabzieht, werden beide Gesteine gegen SW vom Granit scharf abgeschnitten; die Grenze steht saiger. — Gehen wir von hier weiter taleinwärts, so treffen wir nach Durchschreitung von ca. $\frac{1}{2}$ km Granit, nahe dem Ende des Fornogletschers, abermals Schiefergesteine an: eine nördliche Zone von Gneis, eine südliche von Grünschiefer, alles mit vertikaler Schieferung. Diese Gesteine sind nach allen Richtungen durchadert von großen und kleinen Granitgängen¹, vollständig in Schollen aufgelöst, deren Dimensionen von ganz kleinen bis zu Hausgröße schwanken. Injektions- und Einschmelzphänomene sind namentlich an kleinen Einschlüssen vielfach zu beobachten. Gegen W setzt diese Schollenzone hinauf an den Grat südlich der Cima di Murtaira; gegen SE findet sie eine Fortsetzung in größtem Maßstabe im Pizzo dei Rossi, auf dessen E-Seite besonders die Durchaderung der dunklen Schiefergesteine durch helle Granitgänge schon aus der Ferne prächtig sichtbar ist. — Auch nördlich der Granitgrenze setzen bereits einzelne Gänge auf, wohl der bedeutendste im Gneis des Salacinagipfels; an dessen Südrat sind mehrere kleinere gut aufgeschlossen, welche sowohl die Grünschiefer, als auch die oben erwähnten Kalke durchdringen. An allen diesen Gängen läßt sich die Beobachtung machen, daß sie im Gneis Neigung zur Lagergangbildung zeigen, während sie den Grünschiefer senkrecht zur Schieferung zu durchsetzen pflegen und dabei parallel zu derselben einzelne Apophysen abgeben.

Der Granit besteht aus Orthoklas (bezw. Mikropertit) und saurem Plagioklas in wechselnden Mengenverhältnissen, reichlich Quarz und im allgemeinen spärlichem dunklem Glimmer. Das Gestein ist seiner überwiegenden Masse nach porphyrtartig ausgebildet — die Orthoklase können mehrere Centimeter Länge erreichen — und erinnert im Handstück stark an Vorkommnisse des südlichen Schwarzwaldes. Im Dünnschliff erkennt man häufig beginnende Umwandlung der Feldspäte zu Serizit, des Biotits zu Chlorit, sowie gelegentlich undulöse Auslöschung am Quarz, doch nie in starkem Grade. Die Textur des Gesteins ist stets vollkommen massig; nur ausnahmsweise findet man in Granitgängen Parallelorientierung der Glimmerblätter, welche ungezwungen als primäre Fluidalerscheinung gedeutet werden kann. — Nach dem

¹ Wie dies schon THEOBALD beobachtet hat; vergl. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. III. 1866. p. 245. Über die Fortsetzung dieser Erscheinungen gegen W siehe ebendort p. 265 ff.

Gesagten kann ich mich nicht der Ansicht G. MELZI'S¹ anschließen, welcher das (nach seiner wie THEOBALD'S Beschreibung mit dem Granit vom Fornogletscher vollkommen übereinstimmende) Gestein des Hintergrundes von Val Masino als Gneis („*gneiss porfiroide*“) bezeichnet. Eine Begründung dieser Bezeichnung habe ich in der im übrigen schönen Arbeit MELZI'S vergebens gesucht; im Gegenteil geht aus dem Text wie aus den beigegebenen Mikrophotographien hervor, daß das fragliche Gestein eine ganz normale granitische Struktur besitzt, bei vollkommen massiger Textur.

Bei einem Granitmassiv von solchen Dimensionen wie sie das in Rede stehende besitzt — ca. 20 km Länge, 12 km Breite — darf man von vornherein Kontakterscheinungen in beträchtlichem Maße erwarten. Und solche sind in der Tat vorhanden. Während nämlich die Gneise der Malojaserie bis auf Salacina ihr normales Gepräge tragen, wie wir es bei Maloja und auf der Nordseite des Silsersees kennen lernten², ändert sich ihr Gepräge sehr wesentlich, wenn wir weiter nach Südosten gehen: die typomorphen Mineralien der obersten Zone der kristallinen Schiefer (nach BECKE und GRUBENMANN), Sericit bezw. Phengit und Chlorit, welche die normale Ausbildungsweise der Malojagesteine charakterisieren, verschwinden vollständig; Biotit und manchmal etwas Muskovit treten an ihre Stelle. Dazu kommen in vielen Gesteinen noch typische Kontaktmineralien: Granat und Andalusit, im unmittelbaren Kontakt auch Sillimanit. Quarz und Feldspäte fehlen selbstverständlich auch nicht im Mineralbestand. Wir erhalten also als wichtigste Gesteinstypen: Biotitlagengneise (Piz Fadöz, S-Seite), porphyroblastische Biotit-Granatgneise (Murettopaß; Fornogletscher); granatführende Andalusit-Biotitgesteine (Lej da Cavlocc, mit bis 3 cm langen Andalusitprismen); hinzu treten noch feinschieferige, sehr graphitreiche Gesteine, ähnlich den Graphitphylliten von der Nordseite des Silsersees, doch in unserem Falle auch reichlich Biotit führend (Piz Salacina), sowie Quarzite mit z. T. hohem Gehalt an diopsidartigem Pyroxen (Murettopaß; Lej da Cavlocc). Vollständig massige Texturen, Hornfels- und Siebstruktur sind vielen dieser Gesteine eigen. Mit den Grünschiefern vollzieht sich eine analoge Veränderung: die normalen Epidotchloritschiefer der obersten Zone, wie sie westlich von Casaccia herrschen, treffen wir noch am NE-Grat des Piz Salacina; von dort gegen S und SE gehen sie sehr rasch über in Amphibolite, die im wesentlichen aus grüner Hornblende und Plagioklas bestehen; letzteren konnte ich in vielen Fällen als Labrador bestimmen. Ein bedeutender Gehalt an Biotit findet sich in vielen, ein geringer

¹ G. MELZI, Ricerche geologiche e petrografiche snlla Valle del Masino. Giorn. di Min. IV, 1893. p. 120 f.

² H. P. CORNELIUS, a. a. O. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXV, p. 389 ff.

an monoklinem Pyroxen in manchen dieser Gesteine; vereinzelt trifft man auch Granatführung. Ehemalige porphyrische und Gabbrostrukturen sind in manchen Fällen noch erkennbar (Lej da Cavlocc). Die kristallinen Kalke vom Südgrat des Piz Salacina geben sich unter dem Mikroskop ebenfalls als reichlich Diopsid führend zu erkennen.

Wenn es auch bei vielen dieser Gesteine zurzeit, und ohne chemische Untersuchung wohl überhaupt nicht möglich ist, die stoffliche Identität mit bestimmten, nicht veränderten Typen nachzuweisen, so ist doch eines sicher: alle erwähnten Gesteine aus dem Raum zwischen der Granitgrenze und der Linie Murettopaß—Lej da Cavlocc enthalten Mineralien, welche zu ihrer Bildung einer hohen Temperatur bedürfen (Andalusit, Sillimanit, Biotit, Diopsid, basischer Plagioklas). Und da die fraglichen Gesteine in ihrer Verbreitung an die Nachbarschaft des Granits gebunden sind, werden wir nicht fehlgehen, wenn wir denselben für die stattgehabte Hitzezufuhr verantwortlich machen — jene Gesteine mithin als Kontaktprodukte des Granits betrachten. Die Breite des Kontakthofs ist freilich eine außergewöhnliche: die hochmetamorphen Andalusitgneise am Lej da Cavlocc sind über $1\frac{1}{2}$ km vom nächsten anstehenden Granit entfernt; die äußersten Ausläufer der Umwandlung dürften noch erheblich weiter reichen. Inmerhin sind Kontakthöfe von ähnlichen Dimensionen auch schon aus anderen Gebieten bekannt geworden.

Was lassen sich nun für Schlüsse bezüglich des Alters der Granitintrusion aus den bisher beschriebenen Verhältnissen ableiten?

In dieser Beziehung steht zunächst eines fest: Der Granit durchsetzt in Gangform alle Gesteine seiner Umgebung ohne Ausnahme, und muß folglich jünger sein als dieselben, wie schon E. BONARDI¹ geschlossen hat, der freilich, den zu jener Zeit herrschenden Anschauungen entsprechend, sämtliche kristalline Gesteine ins Archaikum stellt. Für die Gneise etc. unseres Gebietes ist nun tatsächlich, wenn auch nicht ein archaisches, so doch ein vortriadisches Alter sicher; die Kalke vom Piz Salacina dürften dagegen mit großer Wahrscheinlichkeit ins Mesozoikum zu stellen sein, wenn ich auch einen direkten Beweis für diese Ansicht einstweilen nicht erbringen kann. Eine größere Sicherheit haben wir bezüglich des Alters der grünen Gesteine. G. STEINMANN² hat ein mindestens postjurassisches Alter derselben für Graubünden im allgemeinen nachgewiesen; und ich glaube a. a. O. gezeigt zu haben, daß ihre Intrusion in eine Zeit gefallen ist, zu welcher eine erste Phase der gebirgsbildenden Tätigkeit bereits

¹ E. BONARDI, Il gruppo cristallino dell' Albigna e della Disgrazia Rendiconti del R. istituto Lombardo di scienze e lettere. Serie II. Vol XV. 1882. p. 554.

² G. STEINMANN, Ber. naturf. Ges. Freiburg i. B. XVI. 1906.

begonnen hatte. Der Granit der Albigna—Disgraziagruppe, welcher die Grünschiefer seinerseits durchbricht, muß demnach auch jünger sein als jene erste Phase der faltenden Bewegung. Wir können jedoch noch einen Schritt weiter gehen: Zur Zeit der Granit-intrusion müssen sich auch die Grünschiefer schon in ihrer jetzigen Stellung zu den Gneisen des Kerns der rhätischen Decke, sowie der Cavlocschuppe befunden haben. Dies geht hervor einmal aus der Tatsache, daß die Gesteine der genannten tektonischen Elemente sämtlich in der Nachbarschaft des Granites kontaktmetamorph umgewandelt sind, sowie aus der weiteren, daß der Granit den Gneis der Cavlocschuppe mitsamt dem unterliegenden Grünschiefer einheitlich abschneidet. Mag man auch, da die tektonische Bedeutung der Cavlocschuppe noch nicht mit Sicherheit feststeht, den Wert jener zweiten Tatsache für die Altersbestimmung des Granits minder hoch einschätzen, die Beweiskraft der erstgenannten läßt sich nicht einschränken: die Auflagerung der Gneise der rhätischen Decke auf die grünen Gesteine ist, wie die Verhältnisse bei Casaccia und in Val Malenco beweisen, durch Überfaltung zustande gekommen; im Bereich des Granites zeigen beide Gesteinskomplexe Kontaktmetamorphose, folglich muß die Überfaltung vollzogen gewesen sein, als das Aufdringen des Granits stattfand.

Unterstützt wird dieser Schluß durch die petrographische Beschaffenheit des Granits, auf welche STEINMANN auf der oben erwähnten Exkursion hingewiesen hat. Wenn auch im Dünnschliff mancherlei Erscheinungen sichtbar werden, die man als Wirkungen des Gebirgsdrucks deuten kann, so ist doch der Unterschied zwischen dem mikroskopischen Bilde dieses Granits und demjenigen etwa des Juliergranits ein ganz enormer. Daß der erstere stärkere faltende Bewegungen mitgemacht haben könnte, erscheint demnach ganz ausgeschlossen. Auch die vertikalen Grenzen der Granitmasse und zahlreicher Gänge sprechen dagegen, daß nach dem Empordringen des Granits noch horizontale Bewegungen einzelner Teile seiner Umgebung stattgefunden haben könnten; solche hätten zu Knickungen und Verbiegungen der Granitgänge führen müssen, welche ich nie beobachten konnte. Höchstens an einer Blockbewegung des gesamten lepontinischen Gebiets (von nicht zu großem Ausmaß) könnte der Granit noch teilgenommen haben.

Wir gelangen also auf verschiedenen Wegen stets zu dem nämlichen Resultat: die Intrusion unseres Granitmassivs ist jünger als die Deckenbewegungen in diesem Teile der Alpen, jünger als der lepontinische Schub F. HERITSCH's¹, nach der Zeitbestimmung dieses Autors für die einzelnen Deckenschübe also jünger als Oligocän.

¹ F. HERITSCH, Das Alter des Deckenschubes in den Ostalpen. Sitzgsb. k. Akad. Wien. CXXI. Abt. I. 1912. p. 622 f.

Eine obere Altersgrenze ist meiner bisherigen Erfahrung nach erst durch die glazialen Ablagerungen gegeben, in welchen sich Blöcke unseres Granits sehr häufig finden.

Ein Vergleich der periadriatischen Massen SALOMON'S¹ (und der vermutlich tertiären² piemontesischen Stöcke) mit dem Disgraziamaassiv führt uns einige Unterschiede gegenüber den ersteren vor Augen. Erstens einen petrographischen: dort handelt es sich meist um ziemlich basische Gesteine (Tonalite bis Diorite), während in unserem Falle wenigstens die Hauptpartie des Massivs von einem zweifellosen Granit gebildet wird. Ein weiterer Unterschied besteht hinsichtlich der tektonischen Stellung: alle jene Massen — die Kerne des Rieserferner ausgenommen — befinden sich teils unmittelbar an der alpin-dinarischen Grenze, teils ganz auf dinarischem Gebiet; das Disgraziamaassiv hingegen liegt vollständig im alpinen Deckenland. Dieser Umstand macht es hier leichter als es vielleicht irgendwo sonst in den Alpen ist, das der Gebirgsbildung gegenüber jüngere Alter des Intrusivkomplexes nachzuweisen.

Zürich, Ende Januar 1913.

Entgegnung an A. Tornquist.

Von H. Mylius.

Mit 1 Textfigur.

Prof. Dr. A. TORNQVIST hat in No. 24 des vorigen Jahrganges dies. Centralbl. gegen meine Entgegnung Einspruch erhoben und denselben in vier Punkten zusammengefaßt, auf die ich folgendes zu erwidern habe:

Zu Punkt 1 der „außerordentlichen Zerknitterung der Klippengesteine im Gegensatz zu den meist unzerdrückten Schichten der aus dem Untergrund aufgefalteten Kreide“. Zugegeben, daß dem so ist, dann kann es einem durchaus nicht wundern, wenn der massige, oft gänzlich ungeschichtete Schrattenkalk, wie er an den Gauchenwänden zwischen Flysch verkeilt ist, sich bei den gebirgsbildenden Vorgängen anders, d. h. widerstandsfähiger verhielt als wie die sich durch schnellste Wechsellagerung der verschiedensten Gesteinsarten auszeichnenden Klippengesteine, unter denen weiche Mergelschiefer eine wesentliche Rolle spielen. Jener hat sich daher

¹ W. SALOMON, Über Alter, Lagerungsform u. Entstehungsart d. periadriatischen, granitischkörnigen Massen. Min. u. petr. Mitt. XVII. 1898.

² Vergl. V. NOVARESE, Zt. f. prakt. Geol. X. 1902. p. 179, sowie E. ARGAND, Spezialkarte 64 der geol. Karte der Schweiz. 1911. — In der Legende zu der genannten Karte stellt ARGAND die fraglichen Intrusivmassen mit den jüngsten Sedimenten zusammen!

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie](#)

Jahr/Year: 1913

Band/Volume: [1913](#)

Autor(en)/Author(s): Cornelius Hans Peter

Artikel/Article: [Geologische Beobachtungen im Gebiete des Fornogletschers \(Engadin\). 246-252](#)