Zeitschrift: Jahresbericht der Naturforschenden Gesellschaft Graubünden

Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Graubünden

Band: 60 (1919-1921)

Artikel: Geologische Untersuchungen am Splügenpass und Mte di San Bernardino

Autor: Grenouillet, Willy

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-594693

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 16.07.2025

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

Geologische Untersuchungen am Splügenpaß und M^te di San Bernardino

(Mit 5 Tafeln und 5 Textfiguren).

Von Dr. Willy Grenouillet aus Basel.

Einleitung.

I. Geographische und tektonische Orientierung.

Das von mir während der Sommermonate 1915 untersuchte Gebiet läßt sich folgendermaßen umgrenzen: Splügenpaß, Hinterrheintal von Sufers bis Hinterrhein, Monte di San Bernardino, Oberes Mesolcina bis Mesocco, Forcolapaß, Landesgrenze. (Siehe topographische Karte 1:50,000, Bl. 414 Andeer, 505 Hinterrhein, 506 Splügen, 509 Mesocco.) Zur Verfügung standen mir außer den im Literaturverzeichnis angeführten Publikationen noch unveröffentlichte Aufnahmen von C. Schmidt, F. Zyndel und W. Hotz.

Den Herren Prof. C. Schmidt und Prof. H. Preiswerk erstatte ich meinen wärmsten Dank für ihre mannigfache Unterstützung, die sie mir bei der Ausführung meiner Arbeit zukommen ließen.

Um das Gebiet in tektonischer Hinsicht fixieren zu können, ist es nötig, einen Blick auf die allgemeine Tektonik des Kantons Graubünden zu werfen (Lit. 15 und 17). Von Norden nach Süden treffen wir folgende Einheiten an:

1. die Wurzel der Glarnerdecke
2. die Bündnerschieferzone
3. eine obere Serie von vorwiegend aus mesozoischen Gesteinen bestehende Decken (Mittelbünden):
   a) die Oberostalpine Decke
   b) die Unterostalpinen Decken
   c) die Margnadecke (Plattadecke, Prättigaudecke, Schamserschuppen).

4. Eine untere Serie von Decken, bestehend im wesentlichen aus kristallinen Gesteinen (Südwest-Graubünden):
   a) die Surettadecke
   b) die Tambodecke
   c) die Aduladecke
   d) die Simano-Molaremasse.

Vorliegende Untersuchungen beschränken sich auf die Mulde zwischen der zweittiefsten Decke, der Aduladecke und der darüberliegenden Tambodecke, auf die Stirnregion der Tambodecke und die Mulde zwischen dieser und der höher liegenden Surettadecke. Das ganze Deckensystem fällt nach Osten ein, so daß wir von West nach Ost von den tieferen zu den höheren Decken gelangen.

Die aus altkristallinen Gesteinen bestehenden flachliegenden Kerne der Suretta-, Tambo- und Adula-Decke sind je durch concordante Züge mesozoischer Schichten voneinander getrennt. Dieses Mesozoicum stellt das normale Hangende der altkristallinen Schiefergesteine dar und ist tektonisch als Mittelschenkel, Muldenkern und Muldenschenkel zu bezeichnen. (Vgl. Tafel 3, Fig. 1). Diese Tektonik ist orographisch sehr deutlich ausgeprägt, da die Muldenzüge, die sich aus triadischen Kalken, Dolomiten und Rauchwacken und aus Bündnerschiefer zusammensetzen, der Erosion bedeutend weniger Widerstand zu leisten vermögen, als die vorwiegend aus Gneis bestehenden Kerne der Decken. So bilden die Muldenzüge tiefe Täler und Paßübergänge, die Decken hingegen massivähnliche Gebirgskomplexe (Massivlappen — A. Heim).

Das Tal des San Bernardino und des oberen Misox fällt mit der Mulde zusammen, welche die Aduladecke von der höheren Tambodecke trennt. In der Depression des Splügenpasses liegt die Mulde, welche sich zwischen die Tambodecke und die darüberliegende Surettadecke einschiebt.

In die Mulde zwischen die Adula- und die Tambodecke schaltet sich eine kleine, nur wenig mächtige Gneis-Schuppe ein, die von Vals über den Valserberg bis nach Nufenen streicht. Diese Schuppe des Valserbergs wurde schon von *A. Rothpletz* in der Nähe von Vals-Platz nachgewiesen (Lit. 4).

II. Petrographische und tektonische Beschreibung des Gebiets.

1. Die Aduladecke.

A. Gneis.

Die Gneise der Aduladecke sind teils grobkörnige und grobbankige Augengneise, teils gebänderte, feinkörnige, feldspathreiche Gneise. Die für den Adulagneis des Rheinwaldhornmassivs, im Gebiet des Valser Rheins und des Zapport, so charakteristischen grünen, ein- und zweiaxigen Kaliglimmer (Phengite) (Vgl. Lit. 2) treten in den Gneisen der Aduladecke in unserer Randzone gegen die St. Bernhardiner Mulde stark zurück.

In den oberen Partien der Aduladecke, südlich von Hinterrhein, treten zahlreiche Einlagerungen von Grünschiefern und Dolomiten innerhalb der Gneise auf. Besonders lassen sich zwischen Monte di San Bernardino und dem Dorfe San Bernardino längere Züge von Grünschiefern nachweisen. Der längste dieser Züge, der in einzelne Teilstücke auseinandergerissen ist, weist eine Länge von zirka 2,5 km auf.

Die Grünschiefer sind schiefrige Amphibolite. Das Gestein ist dunkelgrün und setzt sich in der Hauptsache zusammen aus grünen Aktinolithnadeln sowie grünem Biotit. Die farblosen Gemengteile sind Muscovit und Albit. Der Albit bildet unregelmäßig umgrenzte Körner, die oft eine schwache Trübung zeigen, Zwillingsbildungen fehlen in der Regel. Magnetit und Pyrit sind stellenweise ziemlich häufig. Pyrit findet sich, umrandet von Biotitflaser, als Einschluß im Aktinolith.

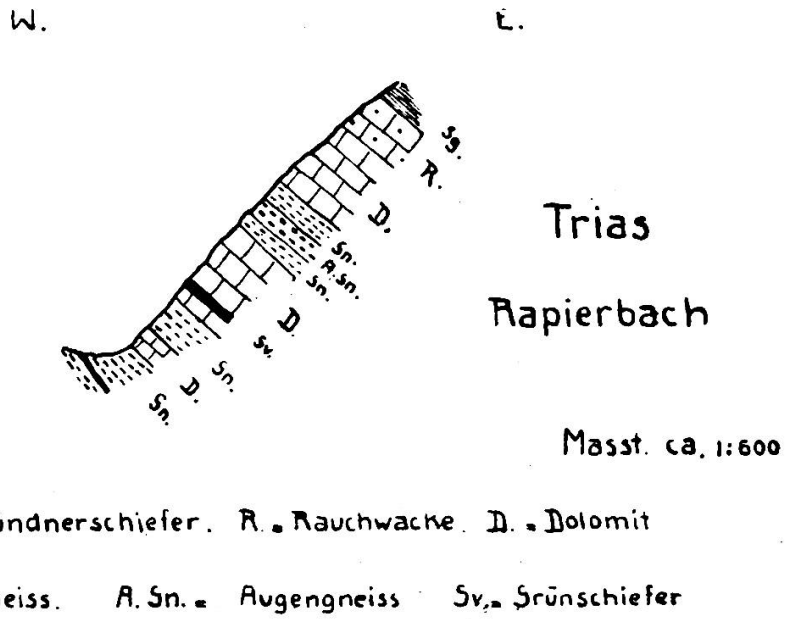
Nicht ganz so häufig wie Grünschiefereinlagerungen finden wir Einlagerungen von Dolomit. Auffallend ist die enge Verbindung im Auftreten beider Vorkommen. In unmittelbarer Nähe der

Grünschiefer des San Bernardinopasses finden sich langgestreckte, schmale Dolomitlinsen den Gneisen eingelagert. In den regelmäßig gelagerten Augengneisen und gebänderten Biotitgneisen schalten sich Sericitgneise ein, und in diesen dünnbankigen, zum Teil blättrigen Gneisen liegen die Dolomitlinsen. In den Randpartien der Linse ist der Dolomit in der Regel grau. Nach innen wird er weiß oder hellgelb und erweist sich stellenweise als stark verkieselt. Der Dolomit dieser Linsen bei der Paßhöhe und beim Berghaus wird in kleinen Steinbrüchen zur Straßenbeschotterung ausgebeutet. Westlich der Paßhöhe, auf der Alpe di Muccia, treten zwei weitere, durch Gneiszwischenlagen voneinander getrennte Dolomitlinsen auf. Ihrem ganzen Habitus nach ist allen diesen Dolomitvorkommen triadisches Alter zuzusprechen. Sie stellen somit eingewalzte Reste von Teildecken und Schuppen dar.

B. Trias.

Nördlich und südlich von Hinterrhein und von San Bernardino sowie im Val della Forcola südlich Mesocco bilden Dolomite das Hangende der gegen Südosten einfallenden Adulagneise. Diese Dolomite bezeichne ich als *Decktrias* der Aduladecke, welche von den Bündnerschiefern des Hinterrheintales und des St. Bernhardinpasses überlagert wird. — Westlich des Valserberges, im Sattel

Fig. 1



Sg. = Bündnerschiefer. R. = Rauchwacke. D. = Dolomit

Sn. = Sneiss. A. Sn. = Augengneiss Sv. = Grünschiefer

zwischen P. 2558 und P. 2562, ruht die Trias auf N 25° W streichenden Adulagneisen. Ihre Mächtigkeit ist zirka 8 m (6 m Dolomit und 2 m Rauchwacke). Über der Trias liegen dünnplattige graue Bündnerschiefer. Die Trias zieht sich dem Rapierbache folgend bis nach Hinterrhein, wo sich ihr zwei Gneislinsen einschalten. Da, wo der Rapierbach in einer kleinen Schlucht aus dem Gneis und der Trias in das Alluvium des Rheintales eintritt, zeigt sich folgendes zirka 9 m mächtige Profil (Fig. 1).

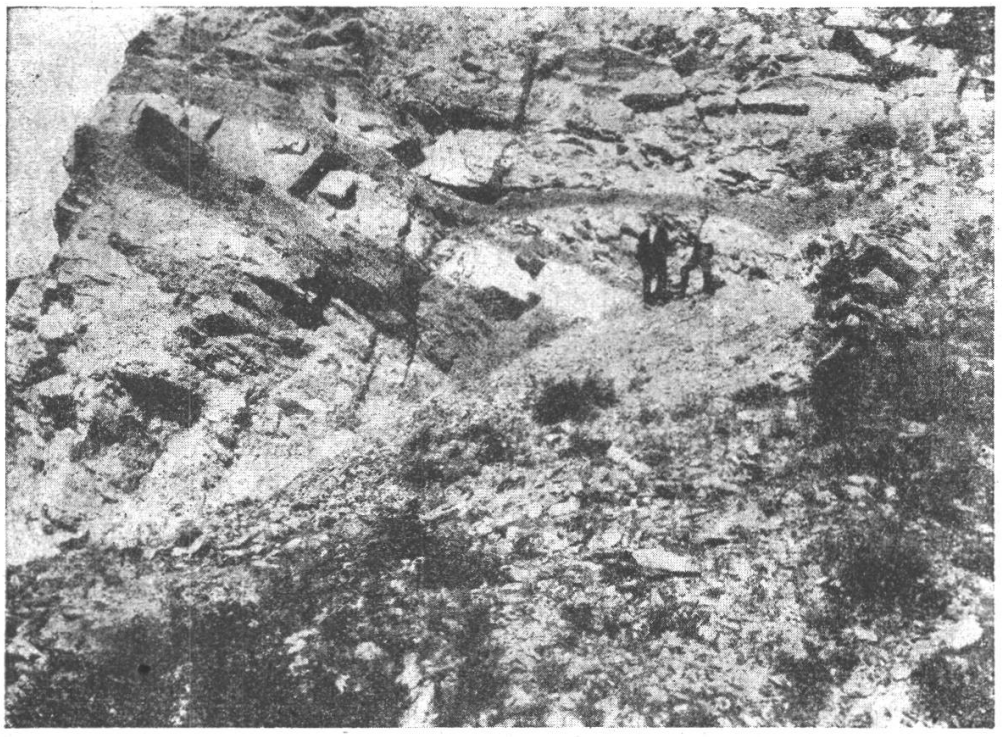
Die Trias, die beinahe in ihrer ganzen Mächtigkeit aus grauem und weißem Dolomit sich zusammensetzt und nur in ihren höchsten Lagen Rauchwacke aufweist, wird durch zwei Gneiseinlagerungen in drei ungleiche Teile zerlegt. Der unterste, am wenigsten mächtige Teil setzt sich aus blaugrauem, stellenweise etwas verkieseltem Dolomit zusammen. Im mittleren Teil alternieren blaue und weiße Dolomite. Ein Zug dünnblättriger, glimmerreicher Grünschiefer ist ihnen hier eingeschaltet. Der obere Teil der Trias, durch dünnbankige Glimmergneise und Augengneise vom darunterliegenden Teil getrennt, setzt sich in der Hauptsache aus weißem Dolomit und Rauchwacke zusammen.

Südlich des Dorfes Hinterrhein, unmittelbar westlich der Bernardinostraße, gewinnt die Trias an Mächtigkeit. Der Dolomit wird sandig, und in seiner Basis setzt eine Marmorbank von maximal 2 m Mächtigkeit ein. An der obersten Kehre der Straße, an dem von Süden, vom Mittaghorn kommenden Bach, beim Stapelplatz, haben wir folgende Profile (Fig. 2 und 3). Die Photographie (Fig. 2) entspricht genau dem obern Profil von Fig. 3.

Auf beiden Seiten des Baches (vgl. Tafel I) ist im Triasdolomit eine Gneislage aufgeschlossen, die ihrerseits wieder mehrere Dolomitlinsen und Schnüre einschließt. Dieser Dolomit ist stark gefältelt und verbogen und stellenweise bis zur vollständigen Verkieselung verquarzt. — *W. Freudenberg* hat die Gneislagen als intrusive Granitapophysen erklärt und den Dolomit als Hornfels bezeichnet. (Lit. 9.)

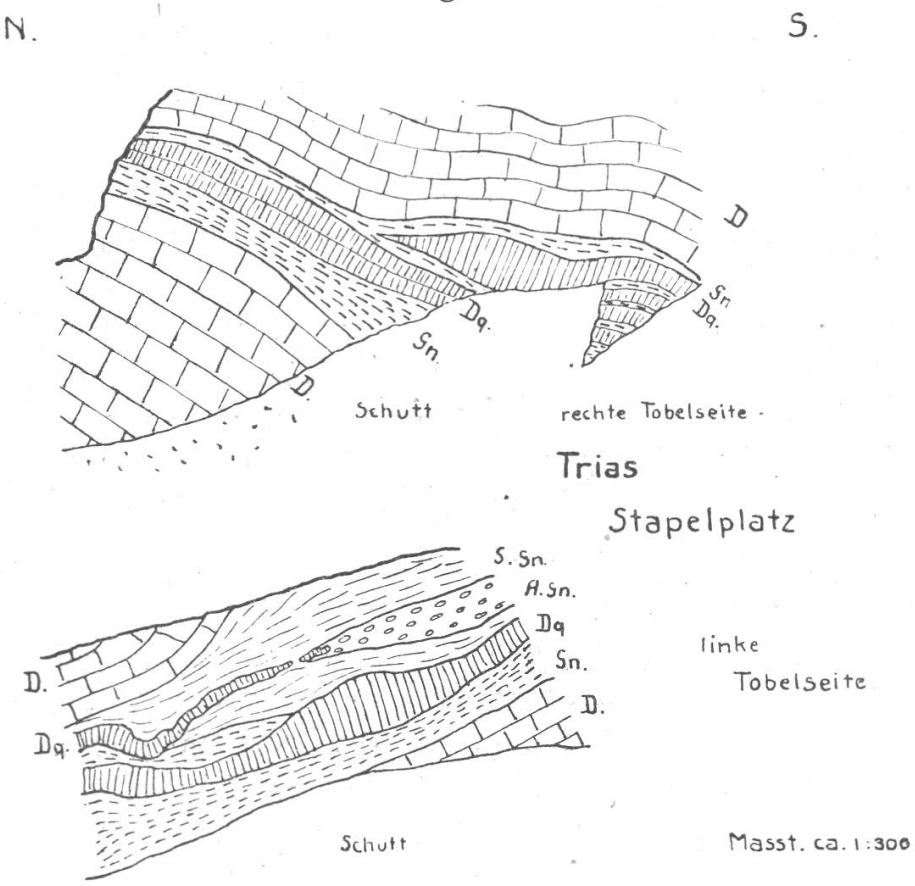
Während hier, nordwestlich des Mittaghorns, die Mächtigkeit der Trias zirka 30 m beträgt, wird weiter nach Süden zu der Dolomit immer weniger mächtig. Westlich des Mittaghorns ist die Trias nur noch ca. 10—15 m mächtig, sie setzt sich hier vorwiegend aus Rauchwacke mit untergeordnetem, gelbem Dolomit zusammen.

Fig. 2



Trias Stapelplatz (Westseite des Baches)
Gneislagen [dunkel]. Grobbankiger, verquarzter Dolomit [weiß].
Plattiger Dolomit [hellgrau].

Fig. 3



D. = Dolomit Dq. = verquarzter Dolomit Sn. = Sneiss

Zirka 1 km nördlich des Dorfes San Bernardino zerteilt sich die normal im Hangenden der Adulagneise und im Liegenden der Bündnerschiefer auftretende Trias in mehrere Lagen, indem Adulagneis in die Trias sich einschaltet, resp. Triasschichten in den Adulagneis eindringen. (Vgl. Tafel 3, Fig. 1.) Zwischen Rio Gareda und Rio Golmagna, 1 km nördlich San Bernardino, finden wir zwischen Adulagneisen und Bündnerschiefern folgende zirka 50 m mächtige Schichtserie aufgeschlossen vom Liegenden zum Hangenden:

1. Zirka 10 m auf Adulagneisen aufruhender, sandiger Dolomit, der N-S streicht und 45° nach E einfällt.
2. Zirka 8 m grüner Sericitgneis.
3. 1,5 m weißer schiefriger Sericitgneis mit porphyroblastischer Struktur.
4. 1,5 m Augengneis.
5. 7,5 m Kalk-Glimmerschiefer mit Pyrit.
6. 5 m Sericitgneis mit einer Einlagerung von 1 m grüner Hornblendeschiefer.
7. 12 m an der Basis grobbankiger, in höheren Lagen dünnplattiger Kalk.
8. 4,5 m sandiger Dolomit.
9. Kalkschiefer der San Bernardinomulde.

Die Sericitgneise (Nr. 3) sind reich an Rutilmikrolithen. Die Kalk-Glimmerschiefer (Nr. 5) enthalten neben Muskovit einen stark pleochroitischen Biotit (a = hellgrün, $b = c$ = dunkelgrün, seltener bräunlich-grün), ferner reichlich Idioblasten von Turmalin.

Südlich von San Bernardino erscheint die Trias in drei Lagen zerteilt, von denen die oberste als normale Grenzschicht zwischen Bündnerschiefer und Adulagneis bis 2 km südlich des Dorfes sich erstreckte. Von hier bis 2,5 km südöstlich von Mesocco, d. h. auf 9 km Länge fehlen die Triasdolomite der sog. Decktrias. Dann stellt sich die Trias, östlich ob Soazza, wieder ein in zwei Schuppen; als normale Grenzschicht treffen wir sie im Val della Forcola, und auf 6,5 km Länge läßt sie sich verfolgen bis auf die Paßhöhe, wo schon F. Rolle (Lit. 1) „Körniger Kalk" auf der Karte (Blatt XIX) eingetragen hat. Dieser Marmor des Val della Forcola bildet hier ohne Bündnerschiefer die Grenzschicht zwischen Adula- und Tambodecke, d. h. „Decktrias" der Aduladecke und der Tambodecke sind verschmolzen.

2. Die Tambodecke und die Mulde von San Bernardino.

A. Gneis und Porphyr.

Die krystallinen Schiefergesteine der Tambodecke sind in der Hauptsache mannigfaltige, meist dünnschichtige, teils glimmerige, teils quarzige Gneise, die durchwegs den Charakter von Paragneisen aufweisen. Im nordöstlichen Teile der Stirne der Tambodecke werden die Gneise überlagert von schiefrigen Porphyren, die mit dem Rofnaporphyr der Surettadecke identisch sind.

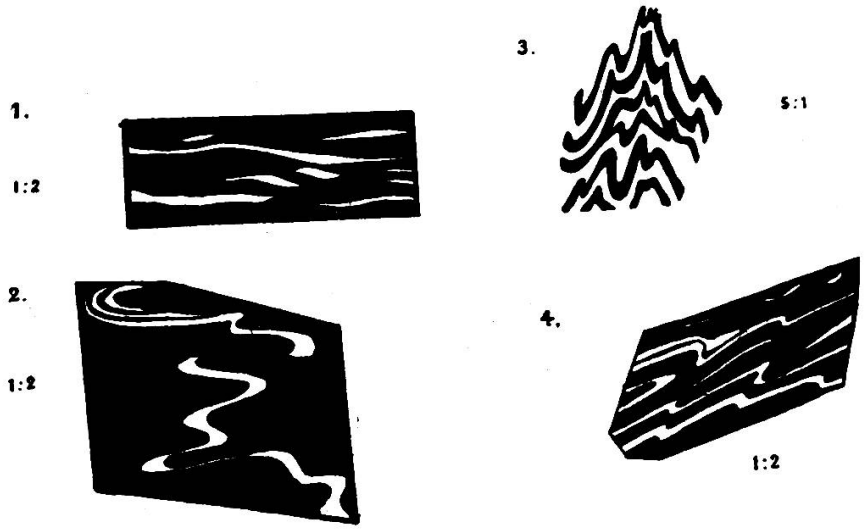
1. Gneis und Glimmerschiefer.

Bezüglich der mineralogischen Zusammensetzung der Paragneise ist zu bemerken, daß in denselben Kalksilicate (Granat, Epidot, Zoisit) sowie Calcit weit verbreitet sind. Neben den gewöhnlichen Muscovitgneisen kann man folgende vier, für bestimmte Zonen charakterische Typen unterscheiden:

a) Quarzreiche, granatführende Muscovitgneise
b) Quarzreiche, epidotführende Muscovitgneise
c) Muscovit-Biotit-Chloritgneise mit Calcit
d) Muscovit-Biotit-Chloritgneise ohne Calcit.

In der Art des Auftretens der Quarzadern glaube ich für die vier genannten Gneisabarten charakteristische Unterschiede festgestellt zu haben. (Vgl. Fig. 4, 1, 2, 3, 4).

Fig. 4



Tambogneis
Verfaltungen von Quarz [weiß] im Gneis [schwarz]

a) Quarzreiche, granatführende Muscovitgneise. Der relativ grobbankige, dunkelgrüne Schiefer ist von milchigen, einige Millimeter dicken, langgestreckten, gewellten Quarzlagen durchzogen (Fig. 4,1). In den Schichtflächen liegen zirka 1 cm² große Muscovitblätter, die u. d. M. stark verbogen erscheinen und undulös auslöschen. — Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus Quarz, Muscovit, Pennin, Granat und Magnetit. Lagen von Quarz mit Pennin wechseln mit solchen von Muscovit und Magnetit. Auch der häufig vorkommende Granat reichert sich zuweilen zu eigentlichen Granatlagen an. Außer in den Quarzbändern tritt der Quarz auch als einzelne Xenoblasten im Muscovit auf. Der Muscovit bildet kleine Blättchen, die im Gegensatz zu den großen Porphyroblasten keine undulöse Auslöschung zeigen. Viel weniger häufig als die beiden angeführten Mineralien tritt der Pennin auf. In Schnitten parallel zur Basis erscheint er homogen hellgrün und zeigt keinen Pleochroismus. Schnitte senkrecht zur Basis sind pleochroitisch (*a* und *b* = grün, *c* = farblos bis hellgelbgrün). Die Interferenzfarbe ist lavendelblau. Der Granat erscheint in zahlreichen, farblosen, zum Teil idiomorphen Körnern; der Magnetit tritt in unregelmäßigen Körnern im Pennin als Einschluß auf. Feldspäte sind nur äußerst selten als kleine Individuen. — Gesteine dieses Typus sind weit verbreitet östlich San Bernardino an den Westabhängen des Bocca di Curciusa, des Piz Mutun und des Pizzo della Lumbreda zwischen 1900 und 2200 m Meereshöhe.

b) Quarzreiche, epidotführende Muscovitgneise. Die Farbe ist hellgrau, strichweise ist das Gestein durch Limonit braun gefärbt. Die Textur ist schiefrig und das Gestein stark gefältelt (Fig. 4,3). Ganz selten treten größere Quarzaugen und Muscovitblättchen auf, sonst ist das Korn äußerst fein. Die Struktur ist kristalloblastisch-körnig bis blättrig. Die Hauptmasse ist feinkörniger Quarz mit undulöser Auslöschung. Muscovit tritt zumeist in undulös auslöschenden Blättchen auf. Der Pennin durchzieht in dünnen Blättchen und blättrigen Aggregaten das ganze Gestein. Durch das Gestein reichlich verbreitet finden wir größere Zoïsitstengel und -körner, die häufig einen Kern von Epidot umschließen. Feldspäte sind selten. Gesteine dieses Typus finden sich unterhalb der Bocca di Curciusa und westlich des Piz Mutun auf einer Höhe

von zirka 2200 m. Weiter im Süden konnten sie auf der Alp di Balnisco und unterhalb der Alp di Barna nachgewiesen werden.

c) Muscovit-Biotit-Chloritgneise mit Calcit. Das Gestein ist feinkörnig, von stark gefalteten Quarzitbändern durchzogen und von grauer Farbe (Fig. 4, 2). Silberglänzende, macroskopisch gut erkennbare Muscovitblättchen liegen regellos gelagert in der dunkeln Grundmasse. Die Struktur ist kristalloblastisch-körnig. Unter dem Mikroskop erkennt man, daß die Textur feinschiefrig gefältelt ist. Die farbigen Gemengteile sind Pennin und Biotit, die farblosen Quarz, Feldspat, phengitähnlicher Muscovit und Calcit. Der Pennin tritt in dünnen Blättchen auf, die schwachen Pleochroismus zeigen mit *a* und *b* = blaßgrün und *c* = hellgrün. Der Biotit ist hellbraun bis grünlich braun, sein Pleochroismus ist relativ schwach mit *c* und *b* = gelblich braun bis schmutzig grünlich braun und *a* = hellgelb. Oft kann ein geringer Farbenunterschied nach *b* und *c* konstatiert werden, dann ist die Absorbtion nach *c* etwas stärker als nach *b*. Der Quarz, als weitaus vorherrschender Gemengteil, tritt in kleinen Xenoblasten auf, die gewöhnlich undulöse Auslöschung zeigen. Viel weniger häufig ist der Plagioklas. Albitzwillinge treten zuweilen auf, sind aber nicht allgemein vorhanden. Die maximale Auslöschung der Zwillingslamellen in der Zone senkrecht zu (010) beträgt zirka 15°. Die Höhe des Brechungsexponenten weist auf Albit hin. — Ziemlich selten tritt ein farbloser, phengitähnlicher Glimmer auf. Die Größe des Axenwinkels (2 E) beträgt im Maximum 50°. Die Auslöschung ist stark undulös und die einzelnen Blätter scheinen sich aus vielen kleinen Blättchen und Leisten zusammenzusetzen. Die Doppelbrechung ist nur wenig höher als beim Quarz, zirka 0,014. Obgleich in einzelnen Schliffen der Calcit ziemlich spärlich vorhanden ist, kann er sich stellenweise stark anreichern, und da er nie ganz fehlt, ist er für die Gesteine dieser Zone charakteristisch. Der Calcit durchsetzt das ganze Gestein in kleinen Xenoblasten. Rutilmikrolite und Magnetitidioblasten sind, obwohl letztere stellenweise häufig auftreten, nur als Accessorien zu betrachten. Der Magnetit ist durch das ganze Gestein gleichmäßig verteilt. Zuweilen jedoch reichert sich das Erz in Pennin etwas an, während es im Quarz zurücktritt. Die Magnetitidioblasten bilden Octaeder und Rhomben-

dodekaeder. Die Xenoblasten sind entweder Körner mit angedeuteter Kristallform, oder langgestreckte Leisten. Sie sind fast immer stark zerfressen, was bei den Idioblasten nie der Fall ist. Neben Quarz und Feldspat ist der Magnetit das weitaus am häufigsten vorkommende Mineral.

Gneise, die dieser Ausbildung entsprechen, finden sich am Piz Mutun und in der Gipfelregion des Pizzo della Lumbreda und des Pizzo di Curciusa, an welchem letztern Ort ihnen eine Dolomitlinse eingelagert ist. Weiter südlich besteht der Grenzkamm im Gebiet des Monte Balnisco und der Cima die Barna aus diesen Gneisen.

d) Muscovit-Biotit-Chloritgneise ohne Calcit. Das Gestein zeigt hellere Farbe als das vorher beschriebene. Die Quarzbänder sind häufig breiter und weniger stark gefaltet als in den anderen Gneisen (Fig. 3, 4).

Die Zusammensetzung ist nicht stark verschieden von der der Gneise des Typus 3. Bemerkenswert ist aber der Umstand, daß hier der Calcit absolut fehlt und Feldspäte äußerst spärlich sind. Dafür ist eine wesentliche Anreicherung von Biotit zu konstatieren. Fernerhin mag angeführt werden, daß der phengitähnliche Glimmer hier sehr häufig einaxig erscheint.

Gneise, die diesem vierten Typus entsprechen, treten im obern Val Curciusa auf. Südlich der Cima di Barna und oberhalb der Alp di Barna finden wir sie ebenfalls. Diese Gneise sind von den Gneisen des Typus 3 nicht scharf getrennt. Der Übergang ist allmählich und wird stark verwischt durch die häufigen Quarziteinlagerungen in beiden Gneisen.

e) Als *Einlagerungen* in den verschiedenartigen Glimmerschiefern und Gneisen der Tambodecke finden sich „Quarzitische Schiefer", „Grüne Schiefer" und „Pegmatite".

Besonders in den höheren Teilen der Tambodecke finden sich reichliche Lager von Schiefern, die fast ausschließlich aus Quarz und Muscovit bestehen. Es sind hellgraue bis graubraune, sehr feinkörnige Schiefer mit häufig stark ausgeprägter Klüftung senkrecht zu den Schieferungsflächen. Als accessorische Gemengteile treten Calcit, Chlorit, Zircon und Magnetit auf. Magnetitreiche

Schiefer finden wir hauptsächlich am Piz Mutun, solche die Zircon führen am Pizzo die Curciusa und am Grenzkamm.

Einlagerungen von „Grünen Schiefern" sind in den Tambogneisen nicht häufig. Ihre Farbe ist bedingt durch grünen Biotit; Hornblende fehlt fast durchgehend. — Grüne Schiefer, die diesem Typus entsprechen, finden wir im oberen Teil der Tambodecke. Am Piz Mutun und am Pizzo di Curciusa, am letzteren Ort in enger Verbindung mit einer kleinen Triaslinse (Vgl. Tafel 3, Fig. 1), sind den Gneisen flache Lagen dieser Schiefer eingeschaltet.

An der Bocca die Curciusa und am Passo di Balniscio treten im Gneis zahlreiche Pegmatitgänge auf. Diese Gänge sind mit dem Gneis verfaltet, und da ihr Material weniger plastisch ist, oft gebrochen. Ihre Bestandteile sind große, silberglänzende Muscovitblätter und schwarze Turmaline mit schlecht ausgebildeten Terminalflächen neben Quarz und Andesin, letzterer mit häufiger Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz. Accessorisch tritt Calcit auf, selten noch etwas Limonit.

2. Porphyr.

Im östlichen Teil der Stirnregion der Tambodecke, zwischen Tamboalp und Burgruine von Splügen, ist ein Porphyr verbreitet, der mit dem „Rofnaporphyr" der Surettadecke (Vgl. Lit. 2 und 6) identisch ist. Der Porphyr ist als oberstes Glied der kristallinen Gesteine der Tambodecke einerseits häufig eng verbunden mit der Decktrias und mit derselben verfaltet, anderseits tritt er als schichtige Einlagerung in den Tambogneisen auf. Dieser Porphyr hat im Gebiet der Tamboalp im Westen und an der Burgruine, östlich von Splügen, seine Hauptverbreitung. Beide Vorkommen hängen zusammen.

a) Auf der Danatzhöhe östlich der Tamboalp tritt ein gneisiger Granitporphyr wechsellagernd mit Triasdolomit auf. Östlich der Tamboalp bildet er, 60—100 m mächtig, das Hangende des Tambogneises und das Liegende der Decktrias. Nach Süden zu keilt der Porphyr zu einer 20—40 m dicken Platte aus, die, den Gneisen eingelagert, sich dem Älpetlistockes entlang bis über die Landesgrenze erstreckt. Am Hang oberhalb des Berghauses Splügen beißt diese Porphyrplatte, westlich des Älpetlistockes (vide Bl. 506, Splügen) in 2330 m Höhe und östlich davon in 2280 m aus. Sie verschwindet

gegen die Landesgrenze hin unter den dem Lattenhorn vorgelagerten Gletschern und Schuttmassen. Über die Fortsetzung dieses Porphyrs auf italienischem Gebiete ist bis jetzt nichts bekannt.

b) Der Porphyr der Burgruine von Splügen ist zum größten Teil auch ein gneisiger Porphyr. Nur östlich der Burgruine findet er sich in massiger Ausbildung. Der Porphyr, mit Trias im Liegenden, ist allseitig von Bündnerschiefern umgrenzt. Er zieht sich als große Linse nach unten, das heißt nach Westen zu auskeilend, von der Rheinbrücke östlich Splügen bis zur Tamboalp, wo er, nur noch einige Meter mächtig, die Decktrias unterlagert. Westlich der Tamboalp wächst die Mächtigkeit des zwischen Trias und Bündnerschiefer liegenden Porphyrs bedeutend an bis zu 100 m und keilt gegen den Areuepaß wieder ganz aus. Im Liegenden der Guggernüllfalte findet sich unterhalb der Alp di Roggio noch ein kleiner Porphyrrest am Trias-Bündnerschieferkontakt. Dieses Vorkommen dürfte das am weitesten im Westen gelegene des Porphyrs der Burgruine sein.

Westlich der Tamboalp in 2100 m Höhe bietet der Kontakt zwischen Porphyr und Trias folgendes Bild. Gegen den Kontakt hin wird der Porphyr schiefriger und stärker sericitisiert. Die Einsprenglinge sind in die Länge gezogen und die Sericitblätter bedecken die Schichtflächen vollständig. Am Kontakt selber tritt ein ganz dünnschiefriger, stark kalkhaltiger und von braunen Limonitflecken bedeckter Porphyrschiefer auf. Auf diesem Porphyrschiefer liegt graubrauner, verquarzter Kalkschiefer, über dem die normale Trias mit Rauchwacke, hellgelbem Dolomit und weißem Marmor liegt.

B. Trias.

Ebenso wie die Adulagneise in ihrem Hangenden von einer Triasschicht, der Decktrias, begleitet werden, bildet auch im Liegenden der Tambogneise die Trias, hier in verkehrter Lagerung, eine kontinuierlich verlaufende Deckschicht (vgl. Taf. 3, Fig. 1). Diese „Decktrias“ der Tambodecke besteht aus gelbem und grauem Dolomit, Kalk und aus Rauchwacke. Häufig treffen wir mehr oder weniger stark verquarzten Dolomit. Gips ist in derselben nur westlich S. Giacomo am Bernhardinpaß nachgewiesen.

Auf der Grenze zwischen hangendem Tambogneis und liegenden Bündnerschiefern erscheint diese Decktrias der Tambogneise von Süden her zuerst am Mte. Pradirone, westlich S. Giacomo an der Bernhardinstraße, wo bei Mte. Pradirone in derselben Gips auftritt, der hier auf einige zehn Meter Länge mit 2,5 m Mächtigkeit ausbeißt[1]. Eine größere Anzahl zum Teil mächtiger Einsturztrichter in der Streichrichtung zeigen, daß der Gips unter einer dünnen Schuttdecke noch auf einige hundert Meter gegen Norden anhält. Das Profil durch die Trias bei Monte Pradirone zeigt bei P. 1428 folgende Schichtfolge von Ost nach West:

1. Tambogneis
2. Gips
3. Kalk mit Gips
4. ca. 50 m kristalliner blau-grauer Kalkschiefer
5. körniger Dolomit
6. dünnplattiger dunkler Bündnerschiefer.

In der nördlichen bewaldeten Abdachung des Monte Pradirone bei Mte. Andrana tritt das Gipslager etwa 30—40 m oberhalb der Talsohle der Ebene von San Giacomo zutage. Es taucht unmittelbar aus einer mächtigen Anhäufung von großblockigem Gehängeschutt auf, zeigt sich als ziemlich steil nach aufwärts sich ziehende, im Durchschnitt 40 m hohe Fluh auf eine Strecke von 500 m. Es ist das ein Anschnitt des Lagers, beinahe senkrecht zum Streichen, also in der Fallrichtung. Die tiefste Stelle der Gipsfluh liegt 1230 m hoch, die höchste 1450 m. Auf den Wiesen von Pradirone sind zwar keine direkten Aufschlüsse des Gipslagers vorhanden, doch gibt sich seine Existenz dennoch deutlich zu erkennen durch eine Reihe von trichterförmigen Einbrüchen, die auf einer Strecke von ca. 500 m unregelmäßig verteilt sind. Ich zählte sechs größere solcher Einstürze, die bis 30 m Durchmesser haben und ca. 40 m tief sind und eine größere Anzahl kleinere.

Nördlich der von Bergsturzmassen erfüllten Ebene von S. Giacomo ist bei Mte. Pescedalo der Kontakt zwischen Tambogneisen im Hangenden und Bündnerschiefern im Liegenden aufgeschlossen, ohne dazwischen liegende Trias. Erst im Val Vignone, nördlich

[1] Dieses Vorkommen ist im Jahre 1903 durch Dr. R. Helbling und im Jahre 1907 durch Prof. C. Schmidt genauer untersucht worden. Diese Untersuchungen standen mir zur Verfügung.

des Dorfes St. Bernardino, tritt die Trias, meist aus Dolomit und Rauchwacke bestehend, wieder auf, und von hier nimmt sie Teil an den komplizierten Falten der Stirnregion der Decke bis zur Tamboalp. — Südwestlich der Tamboalp liegen in den mächtig entwickelten triassischen Kalken und Dolomiten vier Ton- und Kalkschieferzüge, die sich als Bündnerschiefer erweisen. In der Trias sind zwei Linsen von Eisenspat angeschürft worden, und wahrscheinlich liegen in derselben ursprünglich auch die später zu besprechenden Manganerze der Danatzalp.

C. Die Bündnerschiefer der Mulde San Bernardino.

Die Aduladecke ist von der sie überlagernden Tambodecke durch einen mesozoischen Muldenzug getrennt, der, vom Passo della Forcola ausgehend, im Mesolcina nordwärts streichend, die tiefe Depression zwischen den beiden Decken verursacht.

Auf der Alp di Feppe östlich Soazza tritt innerhalb der Mulde kristalliner Kalkschiefer auf. Von Mesocco nach Norden bilden normale Bündnerschiefer die Hauptmasse der Mulde. Trias tritt am Kontakt mit den Gneisen nur stellenweise und stark zerquetscht auf.

Ein Profil durch die zirka 500 m mächtigen, eine Gneislage enthaltenden Bündnerschiefer an der Moësa, bei der Doirabrücke südöstlich Mesocco, zeigt uns von NNE nach SSW:

1. Tambogneis,
2. dünnbankige, quarzreiche, dunkle Kalkschiefer mit braunen Limonitflecken,
3. sericitreiche, dünnschiefrige Kalkphyllite,
4. grobbankige, stark kristalline, hellblaue Spatkalke,
5. gefaltete dunkle Kalkschiefer mit vielen Quarzbändern,
6. grobbankige Kalkschiefer,

   Die Fortsetzung des Profils ist im Eisenbahneinschnitt südlich Mesocco aufgeschlossen.

7. dünnplattige, dunkle Kalkschiefer mit etwas Sericit,
8. Sericitschiefer mit viel Pyrit in einfachen Hexaedern und Durchkreuzungszwillingen nach [110] (Größe der Pyritkristalle zirka 0,5 mm) . . . . . 0,1 m
9. hellgelber z. Teil weißer, grobkristalliner Dolomit . 0,5 m
10. feinkörniger, dichter Biotitgneis mit sehr viel Biotit 10,0 m
11. grünlicher Muscovitgneis z. T. sericitisiert . . . . 5,0 m
12. Kalkschiefer.

Die Streichrichtung der Bündnerschiefer ist hier ziemlich konstant, es wurden gemessen:

Bei der Brücke N. 41° W mit 50° NE-Fallen
bei der Kirche N. 26° W mit 47° NE-Fallen
beim Bahneinschnitt N. 38° W mit 57° NE-Fallen.

Nördlich Mesocco bestehen die Bündnerschiefer in ihren westlichen, liegenden Partien vorwiegend aus tonigen, graphitoidreichen, blättrigen Schiefern. Im östlichen Teil herrschen kristalline, hellgraue Kalkschiefer vor. Bei San Giacomo ist die ganze Bündnerschieferzone durch Bergsturzmassen verdeckt. Am Südrande derselben ist der Kontakt des Mesozoicums mit den Adulagneisen auf Monte Torn aufgeschlossen; wir finden vom Hangenden zum Liegenden:

1. stark kristalliner, heller Kalkschiefer,
2. Sericitschiefer,
3. weißer, körniger Kalk mit einer Einlagerung von Grünschiefer,
4. Biotitgneis der Aduladecke.

Die Kalkschiefer streichen hier N 6° W und fallen 60° nach Osten ein. Während von Süden her bis zur Moësaschlucht, nördlich von San Giacomo, das Mesozoicum sich nur aus Kalkschiefern und Grünschiefern zusammensetzt und es nur aus einer einfachen Mulde besteht, treten in der Moësaschlucht, südlich des Dorfes Bernardino und östlich davon, einige Komplikationen ein, welche hauptsächlich die Decktrias der Aduladecke betreffen. — Nördlich des Dorfes San Bernardino ist im Rio Golmagna der tiefere Teil der mesozoischen Mulde aufgeschlossen. An der Einmündung in die Moësa stehen blättrige sericitische Gneise an, N 12° E streichend und 30° E fallend. Auf diesen ruhen etwas bachaufwärts sandige Dolomite, über welchen wieder ähnliche Sericitgneise auftreten. Bei der Umbiegung des Baches nach Norden wird der Adulagneis von kompaktem bankigen Dolomit der „Decktrias" überlagert. Über demselben finden wir folgende Schichtserie in einer Mächtigkeit von 20 m:

1. Ein gneisiger Porphyr mit grünem z. T. sericitisierten Muscovit, der in schuppigen Aggregaten die Schieferungsflächen bedeckt. Ebenso umhüllt er die Feldspateinsprenglinge, die ziemlich groß (2 × 3 × 5 mm), und schwach rötlich gefärbt sind. Die Einspreng-

linge liegen im Gestein weit auseinander, in der Schieferungsrichtung durchschnittlich 2 mm, senkrecht dazu 4 mm.

2. Gleicher Porphyr wie 1., nur größere Einsprenglinge (4×5×6 Millimeter), die dichter beieinander stehen. Die Korngröße beider Typen ist mittelgroß.

3. Feinkörniger, schiefriger Porphyr mit wenig großen Einsprenglingen. Die auch hier grünen Muscovitblättchen bedecken die Schieferungsflächen nicht mehr so vollständig wie bei den anderen Typen.

4. Feinkörniger dichter Muscovitgneis mit ganz spärlichen Einsprenglingen. Der Muscovit ist weiß, silberglänzend, stellenweise etwas grünlich. Das Gestein sondert sich parallel der Schieferungsebene leicht in zirka 1,5 cm dicke Platten ab.

Die Gesamtmächtigkeit der Gneise 1, 2, 3 und 4 beträgt zirka 6 m.

5. Die Gneise werden von 1 m Rauchwacke überlagert.

6. Darüber folgt eine 8 m mächtige Serie von Grünschiefern, mit 2 Einlagerungen von Kalkschiefern.

7. Im obersten Teil dieses Grünschiefers tritt ein 1 m mächtiges Lager von weißem Sericitgneis, der durch Limonit z. T. braun gefärbt ist, auf.

8. Über den Grünschiefern, Nr. 6, wiederum folgen 2 m Gneis. Es ist ein weißer Muscovitgneis, dessen Glimmer weiße silberglänzende Schuppen bildet und die Schieferungsflächen vollständig überdeckt.

9. Über diesem Gneis liegen wieder Kalkschiefer, in welchen 2 tonige mit Graphit imprägnierte 0,6 m mächtige Lagen eingeschaltet sind. Bergaufwärts werden diese Kalkschiefer von Gehängeschutt überlagert, unter welchem sich die Decktrias gegen den Tambogneis verbirgt.

Eine dieser Gneiseinlagerungen läßt sich auf zirka 4,5 km als einige Meter mächtige Einlagerung in den Bündnerschiefern verfolgen. Sie streicht in geringer Mächtigkeit von Aqua buona, nordöstlich von San Bernardino, in den Rio Golmagna und diesem entlang über Piano Lumbrino bis zum Pizzo Cavriolo. Nördlich Piano Lumbrino bilden 0,3 m gelber Rauchwacke auf eine kurze Strecke das Hangende, während im übrigen Trias vollständig fehlt. — Auffallend ist die Ähnlichkeit der Gneise (Nr. 1, 2 und 3) mit den gneisigen Ausbildungen des Rofnaporphyrs der Surettadecke. Offen-

bar haben wir auch hier den gleichen Porphyr vor uns, wie er in der Stirnregion der Tambodecke zu finden ist.

Außer den oben erwähnten Triasbändern sind Einlagerungen in der Mulde von San Bernardino häufig. Wir konstatieren einen großen Grünschieferzug, der, südlich von San Bernardino beginnend, sich auf eine Länge von zirka 2 km in der Mitte der Mulde nach Süden zieht. Des Weitern liegen in ihrem tiefsten Teil, westlich Monte Pradirone und südlich von San Bernardino, mehrere Grünschieferlinsen und Einschlüsse von Adulagneis.

D. Die Tektonik der Tambodecke.

Die Tambodecke ruht beim Passo della Forcola auf einem schmalen Triasband, welches sie von der Aduladecke trennt. Längs des Muldenzuges von San Bernardino senkt sich die ganze Decke anfangs schwach nach Norden bis in die Gegend von San Giacomo, wo sie sich flach legt (Taf. 3, Fig. 1). Weiter gegen Norden hebt sich die Decke wieder und bildet vom Val Vignone bis zur Tambo-Alp die stark mit den liegenden Bündnerschiefern verfaltete Stirne (Taf. 2). Die ganze Decke bietet das Bild einer schwach ausgeprägten Mulde, deren tiefster Punkt ungefähr bei San Giacomo, der Cima di Barna und im obern Val Curciusa liegt. Die Tambodecke fällt mit dem ganzen Deckensystem axial nach Osten ein. Das axiale Einfallen beträgt bei der Alp di Roggio 22°. Weiter östlich wird es größer, gegen 30°, und an der Basis der Surettadecke am Splügenpaß beträgt es 32°.

In der Stirne der Tambodecke sind zwei deutlich voneinander getrennte Faltensysteme zu unterscheiden (Taf. 2). Im untern System, das im Westen zwischen Val Vignone, Vignonepaß und Guggernüll sich verbreitet und hauptsächlich aus Gneisen besteht, herrschen normale, liegende Falten. Die außerordentlich komplizierte Verfaltung von Gneisen und mesozoischen Schiefern ist hier in prachtvollster Weise aufgeschlossen. Die Profile erinnern in ihrer Übersichtlichkeit an die berühmten Gneisverfaltungen am Gstellihorn im Berner Oberland. — Das obere Faltensystem setzt ein östlich des Guggernülls, verbreitet sich über die Tamboalp und erreicht in der „Burgruine“ östlich Splügen die Talsohle des Hinterrheins. Offenbar ist die Itensität der Überschiebung hier eine größere als im westlichen Teil, indem die liegenden Falten, zusammengedrückt

und zerquetscht, in Schuppen aufgelöst sind. Neben Gneisen herrscht hier der schiefrige Porphyr, den wir als oberstes Glied der Tambodecke kennen gelernt haben.

Auf Tafel 2 sind Profile durch die Stirne in N-S-Richtung dargestellt. Die Entfernung der Profile wurde so gewählt, daß jedes obere tektonisch direkt die Fortsetzung des unteren bildet.

Im untern Teil des Vignonetals fällt die Trias, hier beinahe ausschließlich aus Rauchwacke bestehend, in regelmäßiger Lagerung, nach SE unter die Tambogneise ein. Sie ist von Bündnerschiefern konkordant unterlagert. Im obersten Teil des Tales bilden Trias und Gneis zuerst zwei kleine, steilstehende Falten und weiter östlich ein großes, nordwärts überschobenes Faltensystem, das bis zum Grat des Einshorn reicht (bei P. 2862), (Taf. 2, Pr. II).

Vom Passo Vignone aus sieht man[1]), wie die erste dieser Falten auf der Westseite des Areuetals zur Alp di Roggio niedersinkt und auf der Ostseite des Tales die darauffolgende Mulde einsetzt. Darüber türmt sich die große, 1,5 km nach N überschobene Falte des Guggernülls in 4 Teilfalten auf. Drei davon sind in der Steilwand des Guggernülls sichtbar, während die vierte steil aufgerichtet südlich des Guggernüllgipfels gegen Osten hin streicht (Taf. 2, Pr. III, IV, V). Östlich der Guggernüllfalte fehlen ähnliche Faltungserscheinungen gänzlich. Der Druck der Überschiebung offenbart sich hier in weit stärkerm Grade durch abgequetschte Gneis- und Bündnerschieferlinsen, die der Trias eingelagert sind, bei vollständiger Konkordanz der Schichten von den Bündnerschiefern bis zum Tambogneis (Taf. 2, Pr. V und VI). Der Stirne der Tambodecke vorgelagert, bildet der Porphyr der Burgruine einen von der Tambodecke fast ganz losgerissenen Lappen in der Bündnerschiefermasse des Hinterrheintals.

E. Anhang: Das Manganerz der Danatzalp am Splügenpass. (Taf. 4 und 5.)

Die Trias, welche im Gebiet der Tamboalp und der Danatzalp mit Bündnerschiefern und schiefrigen Quarzporphyren der Tambodecke verfaltet ist, enthält ein Vorkommen von Eisenspat (vergl. Fig. 5), und ferner ist es, wie wir erwähnten, wahrscheinlich, daß

[1] Die Profile III und IV der Tafel 2 geben ziemlich genau das Bild wieder, das sich von der Höhe des Passo Vignone nach Osten hin bietet.

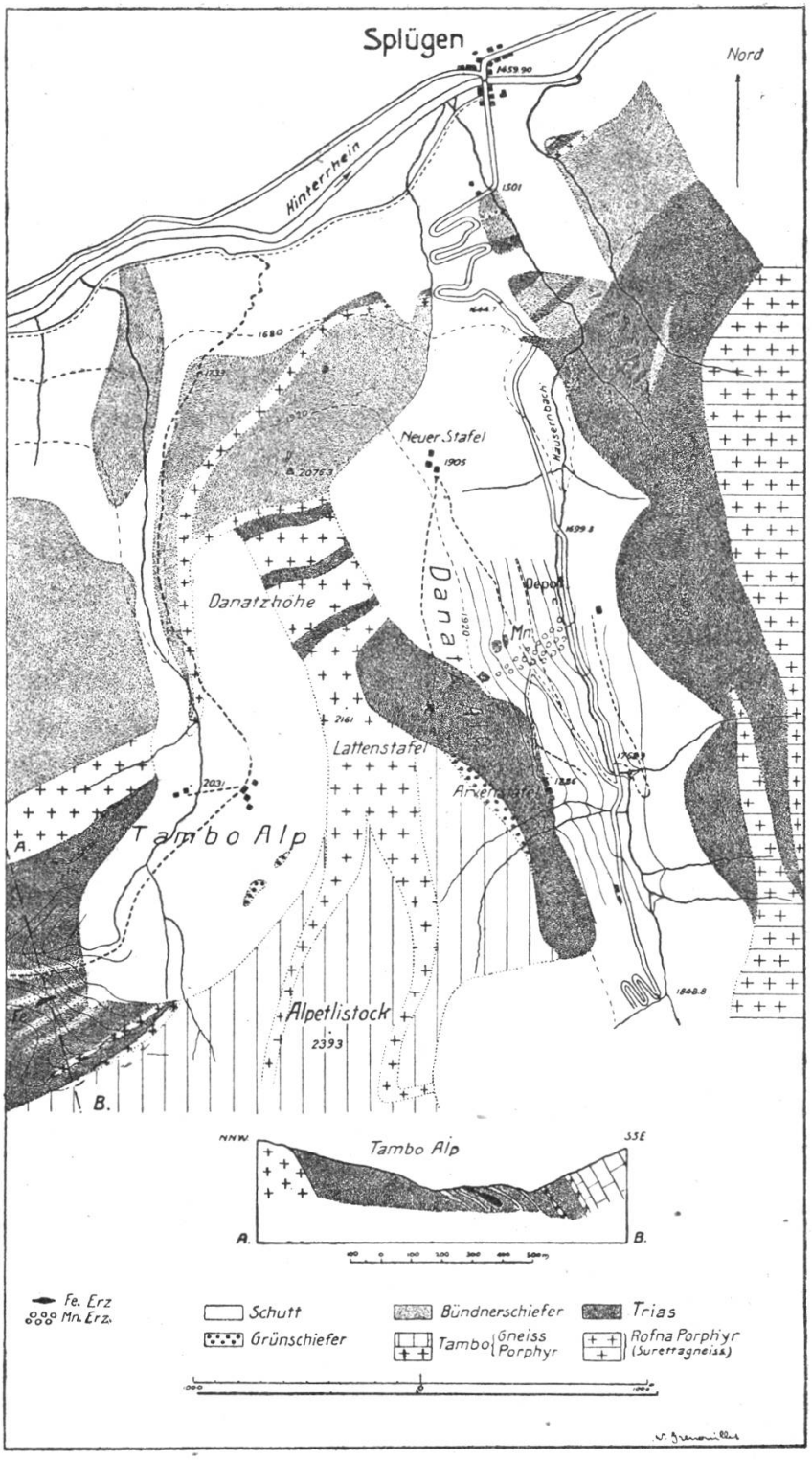


Fig. 5. Manganerzvorkommen auf der Danatzalp.

auch die Manganerzblöcke der Danatzalp, die im folgenden eingehend beschrieben werden sollen, nach Analogie mit andern Vorkommen Graubündens der Trias entstammen.

Im Jahre 1845 berichtete *D. Fr. Wieser* im „Neuen Jahrbuch" über einen Fund von „Rothem Kieselmangan" am Splügenpaß durch *A. Escher v. d. Linth.* Das Stück fand sich in einem Steinhaufen „ungefähr eine Stunde oberhalb Splügen und etwa 5 Minuten westlich von der Straße". *A. Kenngott* erwähnt diesen Rhodonit in „Die Minerale der Schweiz", pag. 292. Der genannte Fundort galt als der einzige in der Schweiz. Gelegentlich der unter Leitung von Prof. *C. Schmidt* im Splügengebiet durchgeführten geologischen Aufnahmen (Lit. 18) sammelte *Dr. W. Hotz* im September 1907 ebenfalls rhodonithaltige Manganerzblöcke auf der Danatzalp, westlich der Splügenstraße, am Weg vom Arvenstaffel zum Neuen Staffel. Offenbar handelt es sich hierbei um eine Neuentdeckung des alten Fundortes. Als seit 1916 den Manganerzen Graubündes wieder besondere Aufmerksamkeit geschenkt wurde, ist das Vorkommen zum dritten Mal neu entdeckt worden, und ich hatte die Gelegenheit, im Spätherbst 1918 mit Herrn Prof. *C. Schmidt* dasselbe genauer zu untersuchen, wobei jedoch auch nur festgestellt werden konnte, daß das Maganerz in losen Blöcken, untermischt mit Blöcken von Dolomit, Gneisen, Rofnaporphyren und Grünschiefern auf der Danatzalp sich findet (Vergl. Fig. 5). Das Gebiet der Danatzalp gehört zu der zwischen Tambogneis im Liegenden und Surettagneis im Hangenden sich einschaltenden, hauptsächlich aus Triaskalken und Dolomiten bestehenden Mulde, die der Einsattelung des Splügenpasses entspricht. Westlich, oberhalb der Danatzalp steht Trias an, die steil nach Südosten einfällt und den Gneisen und Porphyren der Tambodecke aufliegt. Ob Arvenstaffel schaltet sich zwischen Trias und Gneis eine Linse von ophiolitischen Grünschiefern ein (vgl. Taf. 1). Die Blockanhäufungen der Danatzalp, in denen die wesentlich aus Rhodonit bestehenden Manganerzblöcke sich finden, verbreiten sich beiderseits eines neuangelegten Militärweges, zirka 30 Meter westlich über dem der Splügenstraße folgenden Häusernbach. Die Stelle liegt 2,7 km südlich des Dorfes Splügen. Die Maganerzblöcke sind äußerlich schwarz gefärbt, das heißt sie besitzen eine bis mehrere Zentimeter dicke Rinde, bestehend aus schwarzen, oxydischen Manganerzen. Das Innere der Blöcke be-

steht hauptsächlich aus einem Gemenge von rötlichen und gelblichen Mangansilikaten (Rhodonit und Spessartin), vermischt mit Calcit. Eine Probe dieses Mineralgemenges ergab einen Gehalt von 16 % Mn. (25 % MnO_2). — Die Erzblöcke wurden aus den Blockhaufen ausgelesen und außerdem in beträchtlicher Menge aus dem Alpgrund ausgegraben. In einem Umkreis von zirka 5000 m^2 konnten im Herbst 1918 10 ts. Erzblöcke auf diese Weise gesammelt werden, die mittelst einer Seilbahn auf die rechte Seite des Häuserbaches auf die Splügenstraße befördert wurden. Zu erwähnen ist, daß am Bachufer direkt unterhalb der Ansammlung von Mn-Erzblöcken ein altes Depot von Erzstücken sich fand, die hauptsächlich aus feinschuppigem Eisenglanz (Fe^2O^3) bestanden. Ähnliche Erzblöcke konnten auf der Danatzalp nicht aufgefunden werden; ihre Herkunft ist uns ganz unbekannt. Über dem Alpweg der Danatzalp auf zirka 1800 m steigt der Abhang gegen Westen ziemlich rasch empor. Die Alpweide wird immer noch mit Geröllen überdeckt, unter denen Kalk weitaus vorherrscht. Mn-Erzblöcke sind immer seltener auffindbar; sie lassen sich verfolgen bis zirka 1870 m Höhe, und über 1900 m Höhe steht Kalk an in steilstehenden, N 40° E streichenden, 50° SE fallenden Bänken. Unterhalb dieser Kalkbänke sind im Gehängeschutt einige Schürfe angelegt worden, wovon der tiefste auf zirka 1900 m anstehenden Kalk, unterlagert von verquarztem Glimmerschiefer, entblößt hat. Erz wurde hier keines gefunden; auch bei unserer Begehung des Berghanges bis zum Lattenstaffel fanden wir nur erzfreien Kalk anstehend. Unsere Versuche, das Anstehende der Maganerzblöcke aufzufinden, sind somit erfolglos geblieben. Wahrscheinlich handelt es sich um stockförmige Einlagerungen in der zwischen Tambo- und Surettagneisen liegenden Trias. Das Vorkommen wäre somit analog demjenigen der Eisen- und Manganerzlager des Avers, wo namentlich auf Alp Starlera, östlich ob Innerferrera, oxydische Eisen- und Manganerze, in Triaskalk eingelagert, neuerdings ausgebeutet werden. In den Erzgruben von Starlera und Fianell hat Herr *O. Wilhelm* neuerdings ebenfalls Rhodonit aufgegefunden.

Die Manganerzblöcke der Danatzalp sind genauer untersucht worden. Es bestehen dieselben aus einer mehr oder weniger dicken Kruste von schwarzen Manganoxyden, die im wesentlichen Psilomelan sein dürften. Auf Klüften verbreitet sich dieses, offenbar durch

Zersetzung entstandene, Manganerz auch im Innern der Blöcke. Die Kernmasse der Blöcke besteht aus einem, von Klüften durchzogenen Gemenge von rotem, grobkristallinen Rhodonit, gelbem, dichten Spessartin und feinkörnigem Calcit.

Der Rhodonit erscheint im Dünnschliff farblos. Die deutliche Spaltbarkeit nach (110) und nach (001) ermöglicht die Orientierung. Die Lichtbrechung ist bedeutend kleiner als diejenige des mit ihm vergesellschafteten Spessartins. Die maximale Doppelbrechung beträgt nach den Interferenzfarben zirka 0,011. Die Durchschnitte sind häufig in der Richtung der c-Axe verlängert, wobei die Spaltrisse nach dem Prisma und nach der Basis Winkel von 90° bis zu 120° bilden. Schnitte der Hauptzone mit paralleler prismatischer Spaltbarkeit zeigen meist positiven Charakter der Doppelbrechung und zwar beträgt die Schiefe der Auslöschung zirka 30° in Schnitten annähernd parallel (010) und ca. 10° in Schnitten annähernd parallel (100). Auf manchen Schnitten mit sich kreuzenden, parallel (110) verlaufenden Spaltrissen ist der Austritt einer spitzen, positiven Bissectrix zu beobachten. Der optisch positive Charakter unseres Rhodonits ist bemerkenswert, da der im übrigen optisch mit demselben übereinstimmende Rhodonit von Langban[1] optisch negativ ist. — Der dichte, hellgelb gefärbte, fettglänzende Granat ist eng mit Calcit vermengt. Vor dem Lötrohr schmilzt er leicht zu einer braunen, nicht magnetischen Kugel von poröser Beschaffenheit. Die Boraxperle zeigt die für Manganreaktionen charakteristische Amethystfarbe, der Granat ist somit als Spessartin $(MnCa)_3Al_2Si_3O_{12}$, zu bezeichnen. Im Dünnschliff erscheint der Magangranat farblos bis blaßgelb und zeigt sehr hohe Lichtbrechung. Die makroskopisch derben Partien bestehen aus in Calcit eingebetteten, kleinen, unregelmäßig begrenzten Körnern (Tafel 5, Fig. 3 und 4). Daneben finden sich größere Granatidioblasten in Form von Rhombendodecaedern eingeschlossen im Rhodonit. Dieselben sind anisotrop und zeigen oft zonaren Bau, indem der Kern isotrop, die Schale anisotrop ist (Taf. 4, Fig. 1 und 2). Größere Körner des mit den Silikaten vermengten oder in ganzen Lagen auftretenden Calcits zeigen typische undulöse Auslöschung (Taf. 4, Fig. 2). Vereinzelt

[1] Gust. Flink, Studien über schwedische Pysoxenmineralien, Zeitschrift für Krystallographie und Mineralogie. Bd. 11, 1886.

wurden neben Rhodonit und Mangangranat kleine blaßgrüne Hornblendeprismen und Körner eines blaßgelben Epitotmineral gefunden.

Die dichte, durch allgemein verbreiteten Rhodonit rot gefärbte Gesteinmasse ist in ihrer Textur außerordentlich wechselnd; Rhodonit und Calcit bilden ein gleichkörniges Gemenge mit eingesprengten Spessartinidioblasten, oder winzige Körner von Spessartin und Calcit sind eng miteinander verwachsen. Rhodonit und ebenso Calcit bilden auch für sich grobkörnige Partien. Das vielgestaltige Gemenge wird von bis zu 1 mm breiten Adern durchzogen, die aus grobkristallinem Rhodonit oder aus Calcit bestehen, aber niemals Mangangranat enthalten (Taf. 4, Fig. 1 und 2, Taf. 5, Fig. 6, 7 und 8). In diesen Adern sind die Rhodonitindividuen gelegentlich langgestreckt, oft spindelförmig ausgebildet und stellen sich senkrecht zu den Salbändern. In den seltenen Fällen, wo der Rhodonit neben Calcit in den Adern auftritt, ist Rhodonit idiomorph, anderseits setzen Adern, die nur aus Calcit bestehen, an Rhodonitadern ab. Im ersten Fall ist Rhodonit älter, im zweiten Fall jünger als Calcit.

Bei allen Blöcken zeigt sich die randliche Zersetzung des ganzen Mineralbestandes in schwarzes Manganerz, das ein Gemenge von Psilomelan (Mn_2MnO_5) mit Braunit ($3Mn_2O_3 . MnSiO_3$) sein dürfte [1]. Die nach dem Innern fortschreitende Zersetzung wird weitergeleitet durch die mit Rhodonit und Calcit gefüllten Klüfte, und sie findet ihre Angriffspunkte an den Rändern und Spaltrissen der Rhodonit- und Spessartinkörner, wobei der Granat weniger rasch zersetzt wird als der Rhodonit (Taf. 5, Fig, 3—8).

Gelegentlich der in den letzten Jahren durchgeführten Untersuchungen der Lagerstätten von oxydischen Eisen und Manganerzen im Avers und im Oberhalbstein sind eine ganze Anzahl von Mn-Silikaten und Carbonaten, d. h. neben Mn-Zoisit, Piemontit, Mn-Granat, Mn-Glimmer, Rhodochrosit etc. auch der Rhodonit aufgefunden worden [2], so daß Danatzalp tatsächlich nicht mehr der einzige Fundort dieses Minerals in der Schweiz ist. Von den drei hauptsächlichsten Vorkommen im Oberhalbstein (Alp Err, Falotta,

[1] L. Leigh Fermor, The Manganese-Ore Deposits of India. Memoirs of the geological survey of India, vol. XXXVII, 1909.

[2] F. P. Müller. Die Manganerzlagerstätten des Oberhalbsteins. Zeitschrift für praktische Geologie, Heft 11/12 1916.

F. P. Müller. Über einige Mineralien aus den Manganerz-Lagerstätten des Oberhalbstein. Centralblatt für Mineralogie etc. Jahrgang 1916, pag. 457.

Alp digl Plaz) zeigt dasjenige von Alp digl Plaz oberhalb Roffna insofern die größte Analogie mit demjenigen von Danatzalp, als auch hier das Erz nur in Blockanhäufungen bekannt ist. In den aus schwarzen Manganoxyden bestehenden Blöcken finden sich Einsprengungen von Quarz, ferner sind dieselben durchzogen von Adern und Linsen von Mn-Silikaten, und außerdem finden sich blaßrot gefärbte Massen, die an die Rhodonitknollen von Danatzalp erinnern. Es bestehen dieselben im Wesentlichen aus Rhodochrositsphäroliten, eingebettet in feinkörnigem Quarz. Der Rhodonit wurde in den Blöcken von digl Plaz gefunden in Form langer Leisten, die in der Richtung der c-Axe verlängert sind. Er wird begleitet von Quarz und hellem, sericitartigem Glimmer. Die optische Untersuchung des Rhodonits zeigt, daß derselbe ebenfalls in abnormer Weise positiv doppelbrechend ist. Neben diesen Hauptgemengteilen finden sich im Gestein noch vereinzelt unregelmäßig begrenzte Körner von Calcit und Klinozoisit-Idioblasten.

Unter den alpinen Lagerstätten zeigt St. Marcel in Piemont manche Analogien mit den Manganerzvorkommen Graubündens, indem auch dort Rhodonit, Piemontit und Spessartin auftreten.

3. Die Bündnerschieferzone des Hinterrheintals.

A. Bündnerschiefer.

Im untersuchten Gebiet ist diese nördlich und südlich des Hinterrheintales sich verbreitende Zone im Westen begrenzt durch die „Decktrias" der Aduladecke, die unter die Bündnerschiefer untertaucht. Im Süden wird die Grenze gebildet durch die mit den Schiefern stark verfaltete Trias der Tambodecke. Die flach auf den Bündnerschiefern liegende, die Rofnaporphyre der Surettadecke unterteufende Trias bildet den Abschluß der Zone nach Osten.

Der untere Teil der Bündnerschiefer baut auf dem rechten Rheinufer das Mittagshorn (2609 m) und das Einshorn (2946 m) auf. Davon getrennt durch die tiefe Erosionsrinne der Alp di Roggio folgt östlich die obere Serie, die im Guggernüll (2887 m) ihre höchste Erhebung erreicht. Ein Profil durch die Bündnerschiefer von Hinterrhein auf das Mittagshorn ergab folgendes:

1. bis 1730 m Rheinschotter und Gehängeschutt,
2. bis 1730 m dichte, dunkle Grünschiefer N 20° W streichend, 30° E-fallend,

3. bis 1734 m Muscovit führender heller Kalkschiefer, z. T. sericitisiert,
4. bis 1757 m grauer kristalliner Kalkschiefer mit viel Muscovit,
5. bis 1800 m Muscovit-Kalkschiefer; Streichen N 58° E, Fallen 38° E,
6. 1802 m Grünschiefer und körnigem Quarz,
7. bis 1810 m graphitreicher, blättriger, toniger Kalkschiefer,
8. bis 1820 m dunkler Kalkschiefer, weniger tonig und graphitisch als 7,
9. bis 2087 m körniger Kalkschiefer, Graphit führend, mit Einlagerung von weißen graphitarmen Kalkschiefern,
10. bei 2087 m dichter heller Grünschiefer,
11. bis 2140 m dünnschiefriger dunkler Kalkschiefer,
12. bis 2270 m heller, körniger, kristalliner Kalkschiefer.

Der Osthang der Gadriolalp ist eine einzige Schichtplatte aus hellen, kristallinen Kalkschiefern, welche von der Spitze des Mittagshorns (2609 m) bis zu den Alphütten (1967 m) hinunter reicht. Diese Schiefer führen häufig graphitreiche Einlagerungen. Besonders hinter den Hütten der Gadriolalp treten mächtige Graphitoidschiefer zutage. Diese lassen sich verfolgen vom Nordabhang des Pizzo Cavriolo bis in die Runsen nördlich und östlich der Gadriolalp. Über diesen schwarzen Schiefern liegen die kompakten Kalkschiefer, die das Einshorn aufbauen. Im Areuetal und am Guggernüll herrschen dunkle Phyllite vor. Kalkreiche Gesteine finden sich hier nur noch in relativ wenig mächtigen Lagen.

B. Grünschiefer- und Triaseinlagerungen.

Auch in bezug auf die Einlagerungen unterscheiden sich die zunächst der Aduladecke aufliegenden Bündnerschiefer von dem höher gelegenen Schiefer. In der obern Zone, deren westliche Grenze das Einshorn und die Wandfluh bildet, fehlen Einlagerungen von Grünschiefern und Triasgesteinen völlig. Die untere Zone dagegen, zwischen Nufenen und Hinterrhein das Hinterrheintal durchquerend, zeigt großen Reichtum an diesen Einlagerungen.

a) Am Valserberg bilden Grünschiefer in 2512 m Meereshöhe ein 10 m mächtiges Lager, welchem direkt östlich der Paßhöhe eine Linse von Rauchwacke eingeschaltet ist (Taf. 3 Fig. 2). Das Lager zieht sich von da in südöstlicher Richtung mit wech-

selnder Mächtigkeit ins Tal, wo es in 1900 m unter Gehängeschutt verschwindet. Beim Brennhof (Lit. 2) in zirka 1670 m Meereshöhe läßt sich das Lager wieder auf eine kurze Strecke verfolgen. Auf der südlichen Talseite zieht es sich vom Rheinufer südwestlich bis auf zirka 2000 m Höhe.

Die miskroskopische Untersuchung zeigt, daß die Textur dieser Grünschiefer dünnschiefriger bis körnig ist. Die farbigen Gemengteile sind Hornblende, Epidot, Chlorit und Biotit. Häufig tritt eine blaugrüne Hornblende auf, daneben auch grüner Actinolith. Der Biotit ist ziemlich selten, meist von dunkelgrüner Farbe und mit sehr starkem Pleochroismus. *C. Schmidt* (Lit. 2) hat einige typische Vorkommen dieser Grünschiefer am Valserberg und beim Brennhof bei Nufenen analysiert und beschrieben.

b) An der Westwand des Pizzo Ucello treten zwei Grünschieferlagen auf. Das tiefere erstreckt sich vom Mittagshorn nach Süden bis 2 km nördlich San Bernardino. Das obere beginnt beim Pizzo Ucello und reicht, dem unteren parallel streichend, zirka 200 m weiter nach Süden als dieses. Die Mächtigkeit ist in den Bändern sehr verschieden, sie schwankt zwischen 0,5 und 5 m.

c) Am unzugänglichen Nordwest-Abhang des Einshorns zieht sich ein weiteres Lager von Grünschiefer in südwestlicher Richtung bis zum Pizzo Cavriolo.

In den Bündnerschiefern finden wir zwischen Alpliwald und Nufenen auf der rechten Seite des Rheins drei Triasbänder, die 200 m und 300 m auseinander liegen. Zwischen den Bändern liegt je ein Grünschieferlager. Die Trias besteht hier vorwiegend aus Dolomit, z. T. tritt auch Rauchwacke auf. Auf der linken Rheinseite finden wir nur noch ein Triasband vor, das dem südlichsten der drei Bänder auf der rechten Talseite entspricht und die Fortsetzung der die Gneisschuppe des Valserberges begleitenden Trias bildet.

C. Die Gneisschuppe des Valserbergs.

Auf der Paßhöhe des Valserbergs steht ein zirka 120 m mächtiges Gneislager mit Bündnerschiefern im Liegenden und Triasdolomit im Hangenden an. Der Gneis ist hellgrün, dünnschiefrig mit porphyroblastischer Struktur. Das Gestein setzt sich in der Haupt-

sache aus Quarz und Glimmer zusammen. Der Quarz findet sich in sehr kleinen Körnchen, mit parallel angeordneten Einschlüssen und angedeuteter Spaltbarkeit. Als Glimmer herrscht ein phengitähnlicher Muscovit in dicken Blättchen vor. Untergeordnet findet sich gewöhnlicher Muscovit. Klinozoïsit und Feldspäte in unbestimmbaren Körnern finden sich in der Regel auch vor, können aber stellenweise ganz fehlen.

Dieses Gneislager hat auf der Höhe des Valserberges in 2600 m Meereshöhe eine Mächtigkeit von zirka 120 m, die gegen das Hinterrheintal stark abnimmt. Bei 2400 m Meereshöhe beträgt die Mächtigkeit 80 m, bei 2300 m nur noch 25 m, und bei 2200 m keilt der Gneis vollständig aus. Seine hangende Trias aber zieht sich weiter und verschwindet bei Nufenen unter dem Quartärboden des Rheintals. Sie taucht auf der rechten Talseite wieder auf, von wo sie sich in einem schmalen Bande südwestlich ansteigend bis auf die Höhe von 1700 m verfolgen läßt.

Nach Norden setzt sich das Gneislager (Valser Zwischendecke) bis östlich Valz-Platz fort, wo es von *A. Rothpletz* (Lit. 4) und *O. Wilckens* (Lit. 12) konstatiert worden ist. Der Gneis besitzt dort noch eine Mächtigkeit von zirka 50 m.

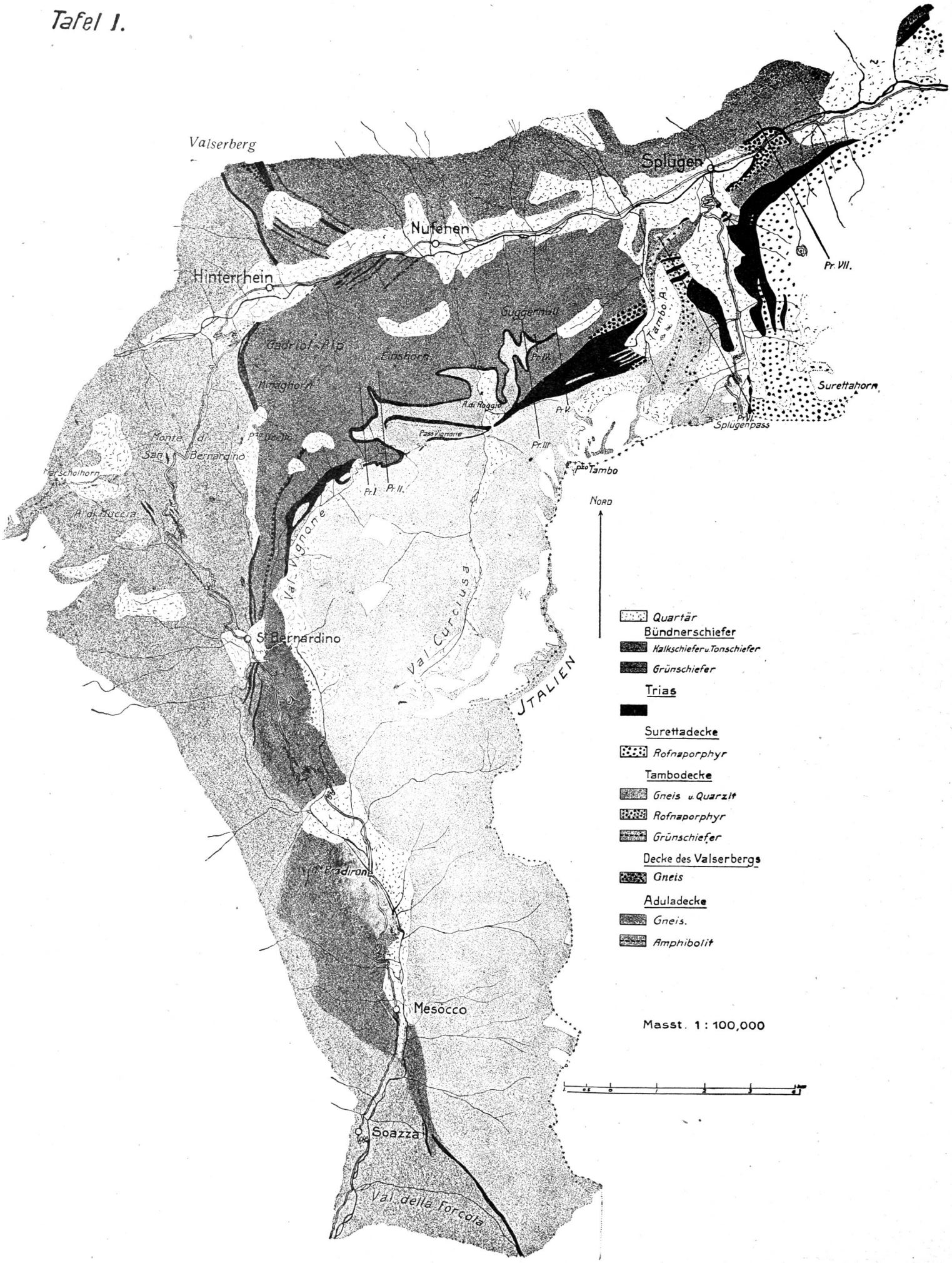
III. Literaturverzeichnis.

1. F. Rolle. Das südwestliche Graubünden und nordöstliche Tessin. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. Blatt XIX. 23. Lieferung. 1881.
2. C. Schmidt. Beiträge zur Kenntnis der im Gebiet von Blatt XIV der Geologischen Karte der Schweiz in 1 : 100,000 auftretenden Gestein. Beitr. 2. Geol. K. d. Schw. 25. Lief. 1891.
3. Alb. Heim. Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. Blatt XIV. 25. Lieferung. 1891.
4. A. Rothpletz. Das Alter der Bündnerschiefer. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. Heft 1. Jahrgang 1895.
5. A. Rothpletz. Das Grenzgebiet zwischen Ost- und Westalpen und die Rhätische Überschiebung. München 1900.
6. G. Ruetschi. Zur Kenntnis des Rofnagesteins. Ein Beitrag zur Gesteinsmetamorphose. Eclog. geol. Helv. Vol. 8. 1903.
7. G. Klemm. Bericht über Untersuchungen an den sogenannten Gneisen und den metamorphosen Schiefergesteinen der Tessineralpen. Sitzungsbericht der Preussischen Akademie der Wissenschaften. 1904.
8. Alb. Heim. Über die nordöstlichen Lappen des Tessinermassivs. Geologische Nachlese Nr. 17. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich. Jahrgang 51. 1906.
9. W. Freudenberg. Das mesozoische Alter der Adulagneise. Bericht über die XII. Versammlung der Oberrheinischen Geologischen Gesellschaft zu Ulm. 1908.
10. O. A. Welter. Vorläufige Mitteilungen über Stratigraphie und Bau der Alpen zwischen Hinterrhein und Safiental. Zentralblatt für Mineralogie etc. Nr. 23. Jahrgang 1908.
11. O. A. Welter. Stratigraphie und Bau der Alpen zwischen Hinterrhein und Safiental. Eclogae geol. Helv. Vol. X. Nr. 6. 1909.
12. O. Wilckens. Über die Existenz einer höhern Überschiebungsdecke in der sogen. Sedimenthülle des Adulamassivs. Monatsbericht der Deutschen Geologischen Gesellschaft. Band 61, Nr. 11. Jahrgang 1909.
13. O. Wilckens. Über Faltungen im Adulagebirge. Neunter Jahresbericht für Mineralogie etc. Band 1. 1910.
14. O. Wilckens. Neuere Fortschritte in der Erforschung Graubündens. Geologische Rundschau. Band III. Heft 1. 1912.
15. F. Zyndel. Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. N. F. 41. Lieferung. 1912.
16. W. Freudenberg. Der Trias-Gneis-Kontakt am Ostrande des Adulamassivs. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. Beilage Band XXXVI. 1913.
17. R. Staub. Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. N. F. 46. Lieferung. 1916.

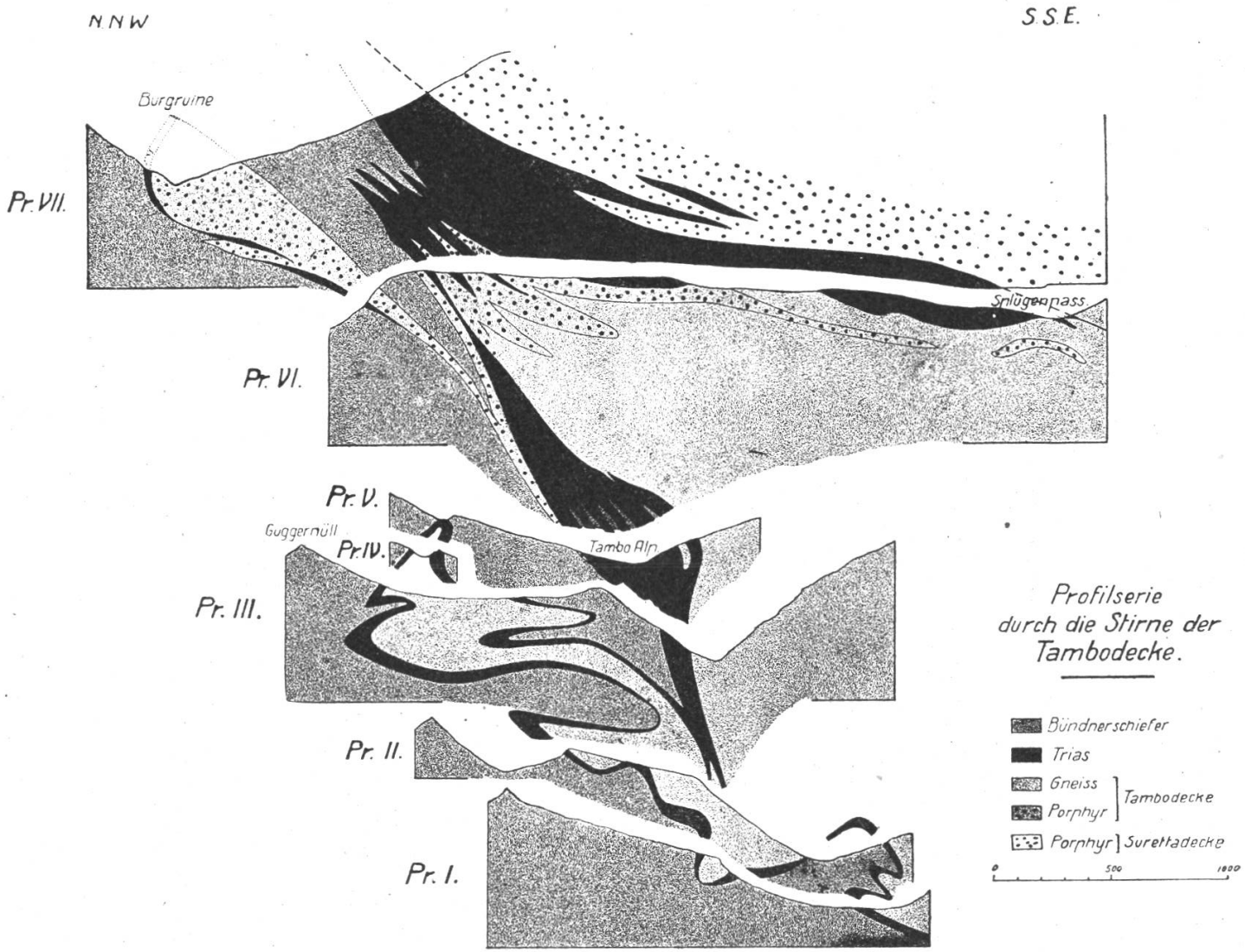
18. Prof. C. Schmidt stellte mir fernerhin eine im Jahre 1911 gedruckte, noch nicht veröffentlichte Arbeit zur Verfügung: Rapport sur les conditions géologiques d'un Tunnel du Splugen, presenté par C. Schmidt, Bâle et A. Stella, Turin.
19. C. Schmidt. Texte explicatif de la Carte des Gisements des matières premières minérales de la Suisse. Edition française. A. Francke, Berne 1920.

Nach der Beendigung der vorliegenden Arbeit ist von Frl. E. Heydweiller eine größere Arbeit über: „Geologische und morphologische Untersuchungen in der Gegend des St. Bernardinpasses" in den Eclogae geologicae Helvetiae vom Dezember 1918 erschienen. — In den Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel, Band XXX, erschien ferner im Jahre 1819 eine Arbeit von A. Buxtorf: Die Lagerungsverhältnisse der Gneislamelle der Burgruine Splügen (Graubünden).

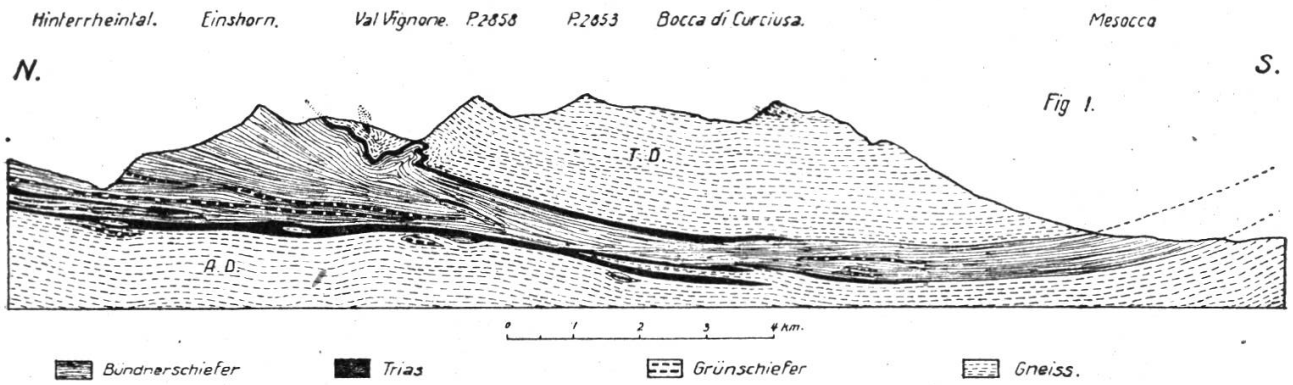
Tafel I.



Valserberg
Splügen
Nufenen
Hinterrhein
Guggernüll
Gadriol-Alp
Einshorn
Minaghorn
Tambo A.
Pr. VII.
Surettahorn
Pr. VI.
Splügenpass
A. di Roggio
Pr. V.
Pass Vignone
Pr. III
Pzo Tambo
Monte di San Bernardino
Marscholhorn
A. di Muccia
Pr. I
Pr. II.
Val Vignone
Val Curciusa
St Bernardino
ITALIEN
Mesocco
Soazza
Val della Forcola
Nord
Quartär
Bündnerschiefer
Kalkschiefer u. Tonschiefer
Grünschiefer
Trias
Surettadecke
Rofnaporphyr
Tambodecke
Gneis u. Quarzit
Rofnaporphyr
Grünschiefer
Decke des Valserbergs
Gneis
Aduladecke
Gneis.
Amphibolit
Masst. 1 : 100,000


N.N.W
S.S.E.
Burgruine
Pr. VII.
Pr. VI.
Splügenpass
Pr. V.
Guggernüll
Pr. IV.
Tambo Alp
Pr. III.
Pr. II.
Pr. I.
Profilserie
durch die Stirne der
Tambodecke.
Bündnerschiefer
Trias
Gneiss
Porphyr
Tambodecke
Porphyr
Surettadecke
0
500
1000

Tafel 3.



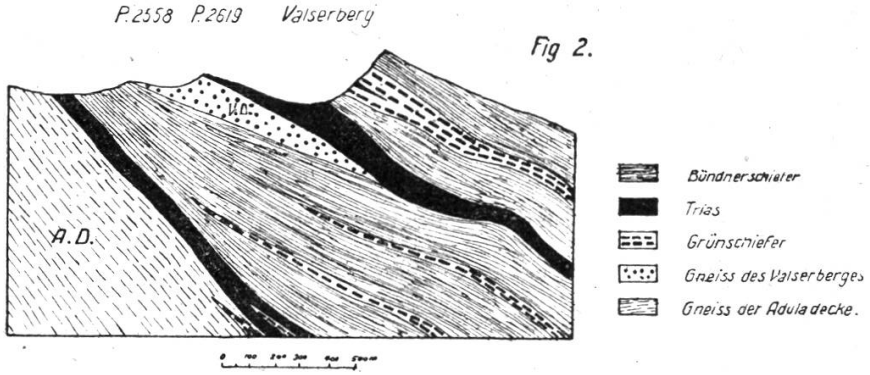


Fig. 1.
Profil durch die Tambodecke.

Fig. 2.
Prof. durch die Decke des Valserberges.

T. D. = Tambodecke
A. D. = Aduladecke
V. D. = Decke des Valserberges.

Tafel 4.

Fig. 1.

Calcitgang von Rhodonitgang durchquert.

Nebengestein: Calcit + Rhodonit mit großen Granaten (rechts).

Nicols //

Fig. 2.

dasselbe.

Nicols +

Tafel 4.

Fig. 1.

26 ×

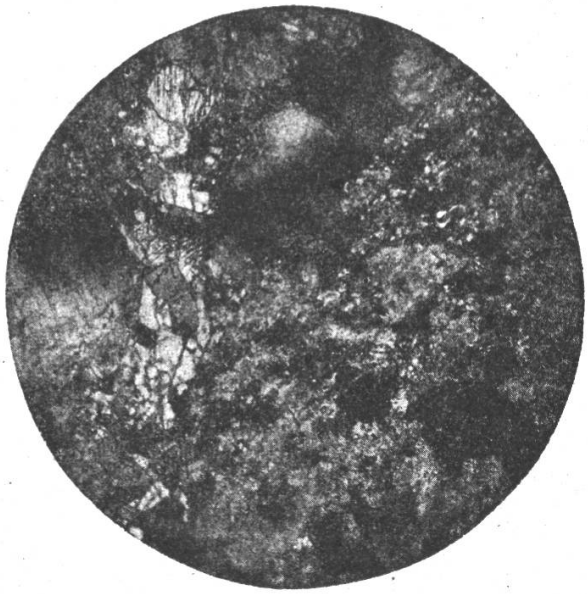


Fig. 2.

26 ×

Fig. 3.

Spessartin (links) Rhodonit + Calcit mit Mn-Oxyd (rechts).

Nicols //

Fig. 4.

dasselbe.

Nicols +

Fig. 5.

Rhodonit mit Mn-Oxyd.

Nicols //

Fig. 6.

Rhodonitgang im Rhodonitfels.

Nicols //

Fig 7.

Rhodonitgang mit Mn-Oxyd.

Nebengestein: Calcit + Rhodonit.

Nicols //

Fig. 8.

Calcitgang.

Nebengestein: Calcit + Rhodonit mit starker Mn-Oxydausscheidung.

Nicols //

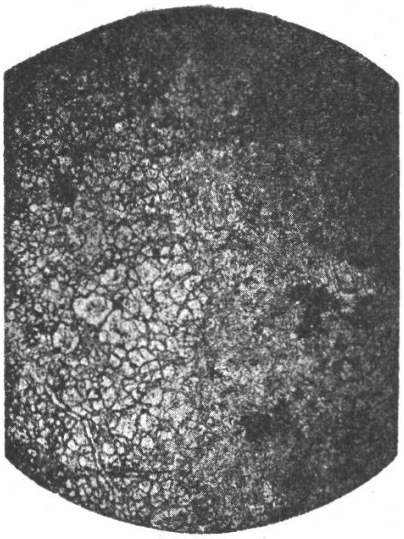


Fig. 3.

26 ×

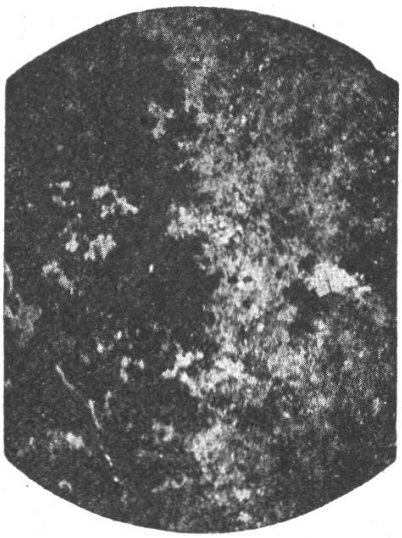


Fig. 4.

26 ×

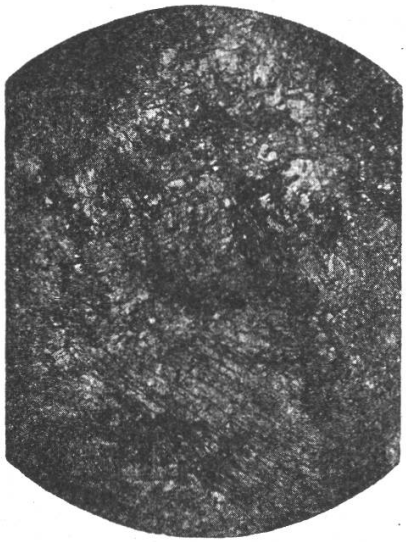


Fig. 5.

26 ×

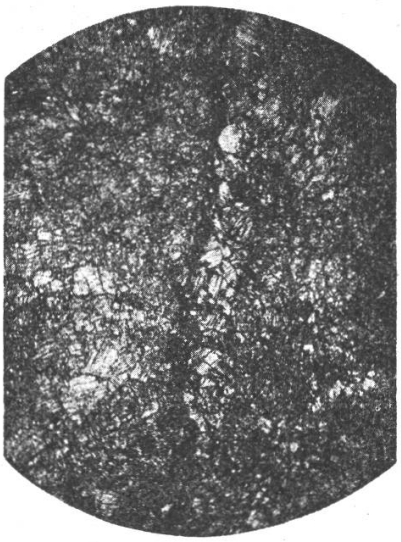


Fig. 6.

26 ×

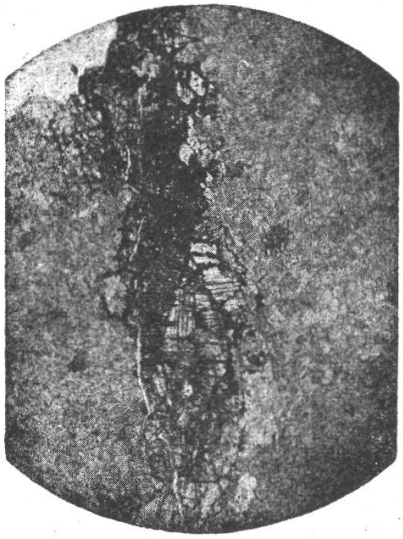


Fig. 7.

26 ×

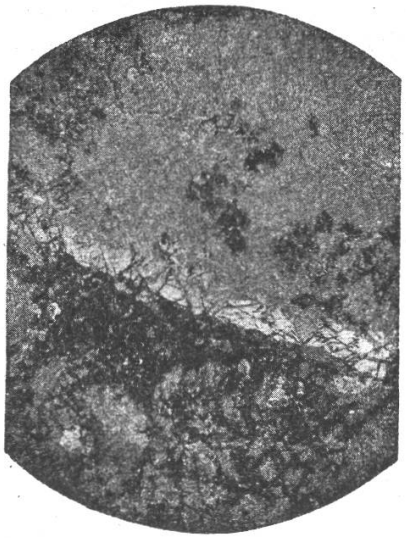


Fig. 8.

26 ×