

BEITRÄGE
ZUR
GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZ. NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT

AUF KOSTEN DER EIDGENOSSENSCHAFT

NEUE FOLGE, XLI. LIEFERUNG
DES GANZEN WERKES 71. LIEFERUNG

I. Über den Gebirgsbau Mittelbündens.

Von **F. Zyndel.**

Mit 4 Tafeln.

II. Über die Ausbreitung der Diluvialgletscher in der Schweiz.

Von **Roman Frei.**

Mit einer Karte in 1 : 1,000,000.



Bern.

In Kommission bei A. Francke (vorm. Schmid & Francke).

1912.

Buchdruckerei Stämpfli & Cie.

Vorwort der Geologischen Kommission.

Am 18. Mai 1912 stellte Herr *Dr. F. Zyndel* das Gesuch, die Kommission möchte das vorläufige Resultat seiner Untersuchungen in Graubünden unter dem Titel: „Über den Gebirgsbau Mittelbündens“ publizieren. Herr *Dr. R. Frei* legte gleichzeitig ein fertiges Manuskript der Untersuchung: „Über die Ausbreitung der diluvialen Gletscher in der Schweiz“ vor und ersuchte ebenfalls um Publikation in den „Beiträgen“.

Die Kommission beschloss den Druck beider Arbeiten.

Für den Inhalt von Text, Karte und Profilen sind die Verfasser allein verantwortlich.

Zürich, im September 1912.

Für die Geologische Kommission,

Der Präsident:

Dr. **Alb. Heim**, Professor.

Der Sekretär:

Dr. **Aug. Aeppli**.

I.

Über den Gebirgsbau Mittelbündens.

Mit 4 Tafeln.

Von

F. Zyndel, Basel.

(Der Geologischen Kommission vorgelegt den 18. Mai 1912.)

Einleitung.

Nach den heute herrschenden tektonischen Anschauungen liegen die westlichen Teile des ostalpinen Gebirges als gewaltige Überschiebungsmasse auf den in der Tiefe unter ihnen nach Osten ziehenden inneralpinen Bündnerschiefern und helvetischen Kalkalpen.

Hinsichtlich der Schubrichtung des ostalpinen Gebirges stehen sich zwei Anschauungen gegenüber. *Rothpletz* nimmt von Osten nach Westen gerichtete Bewegung an. Die Anhänger der *Schardt-Lugeon-Termierschen* Überfaltungstheorie dagegen vertreten die Annahme eines Schubes von Süden nach Norden. Noch wenig aufgeklärt ist ferner die Frage, ob und in welchem Masse die östlich der Linie Oberhalbstein-Rheintal den inneralpinen Bündnerschiefern und den helvetischen Kalkalpen aufliegenden Überschiebungsmassen den westlich des Rheines den helvetischen Kalkalpen aufliegenden Klippen der Mittelschweiz und den Decken der Freiburg-Chablaisalpen entsprechen. *Rothpletz* stellt solche Beziehungen der Überschiebungsmassen des Ostens mit denjenigen des Westens überhaupt in Abrede. Nach ihm lag das ursprüngliche Ablagerungsgebiet der Klippen- und der Gesteine der Freiburg-Chablaisdecken nördlich der helvetischen Fazies, und Überschiebungen hätten hier von Norden nach Süden stattgefunden. (38, 79—86.) Mit seiner Auffassung der Klippen nimmt *Rothpletz* die Hypothese eines „vindelicischen Gebirges“ wieder auf.

Von *Schardt*, *Lugeon*, *Steinmann*, *Schmidt* u. a. wurden mehr oder weniger eingehende Gleichsetzungen der Decken des Ostens mit denjenigen des Westens vorgenommen. *Schardt* (40, 137—139 und 41, 244—246) hat schon 1893 und 1897 die Hypothese ausgesprochen, dass das westliche Ende der Ostalpen, der Rhätikon, samt den Nordschweizer Klippen und den Freiburg-Chablaisalpen einer einzigen grossen, von Süden nach Norden gewanderten Überschiebungsdecke angehöre, die einst über das Prätigau, die helvetischen Glarner, Schwyzer, Unterwaldner Alpen weg mit den Freiburger Alpen zusammengehangen und bis zum See von Annecy sich ausgedehnt habe.

Lugeon (28, 796—802) parallelisierte 1901 Julier, Errgebirge, Bergün-Stöcke, höhere Teile des Plessurgebirges und des Rhätikons, sowie das Vorarlberger Triasgebirge mit der Decke der Hornfluh-Chablaisbreccie. Ein durch Führung basischer Eruptiva ausgezeichneter nächsttieferer Komplex (tiefere Teile des Plessurgebirges, Zone des Sulzfluhkalks, Falknisdecke) soll nach *Lugeon* der Decke der Nordschweizer Klippen und den *Préalpes médianes* entsprechen.

1905 schlug *Steinmann* (53, 33—44) teilweise andere Parallelisierungen und Benennungen vor. Auch nach seiner Meinung entspricht die Zone des Sulzfluhkalks und der Falknisbreccie der Decke der *Préalpes médianes*. Er nannte sie *Klippendecke*. Aber gleichfalls unter dem eigentlichen ostalpinen

Gebirge, in der ehemaligen „Aufbruchzone“ *Steinmanns* (52, 216), liegen nach ihm in Graubünden die Äquivalente der Decke der Hornfuh-Chablaisbreccie, der *Brecciendecke*. Die basischen Eruptiva der „Aufbruchzone“ fasste er mit Radiolariten und einer cenomanen Breccie zusammen zur *rhätischen Decke*, deren Spuren er auch in den Alpen westlich des Rheins konstatierte. *Ostalpine Decke* hiess *Steinmann* die über der ehemaligen „Aufbruchzone“ oder — nach der neuen Deutung — über den Decken der „Aufbruchzone“ (Klippendecke, Brecciendecke, rhätische Decke) gelegene Schumasse, also Julier- und Errgebirge, die Bergüner Stöcke, die höhern Teile des Plessurgebirges, die Dolomiten des Ober- und Unterengadins, die Silvrettamasse, das Vorarlberger Triasgebirge. Westlich des Rheins rechnete er dazu einige Schollen ostalpiner Gesteine in den Iberger und Giswiler Klippen. Als besondere tektonische Einheit schied *Steinmann* ferner aus die unter den Decken der „Aufbruchzone“ gelegenen Bündnerschiefermassen des Prätigaus und Südwestbündens. Er liess aber unentschieden, ob sie als Fortsetzung der Glarnerdecke oder als nächsthöhere Deckenverzweigung aufzufassen seien. Klippendecke, Brecciendecke und rhätische Decke bilden nach der Auffassung *Steinmanns* einen enge zusammengehörigen Deckenkomplex, der höher liegt als die Bündnerschiefer Südwestbündens und des Prätigaus, höher auch als die helvetischen Decken, tiefer dagegen als die ostalpinen Decken. Als schmaler Saum begleiten sie, dem Bündnerschiefer aufliegend, den Westrand der ostalpinen Decken vom Schams bis zum Falknis, als Klippen und Deckschollen liegen sie in der Mittel- und Westschweiz den helvetischen Kalkalpen auf.

Suess (55, 705 und 56, 171) hat im wesentlichen *Steinmanns* Parallelisierung von Ost und West übernommen und gleichzeitig eine Dreiteilung der alpinen Decken vorgenommen. Die rhätische Decke, die Brecciendecke und die Klippendecke *Steinmanns* vereinigte er mit den inneralpinen Bündnerschiefern zur *leptontinischen Decke*. Zu dieser rechnet er im weitem noch die Tribulaundecken und die Decken der Radstädter Tauern. Die leptontinische Decke im Sinne *Suess'* umfasst dann alle Decken zwischen der *ostalpinen* und der *helvetischen* Decke, den beiden andern grossen, selbständigen Decken. Leptontinisch sind unter diesen Umständen das Fenster des Unterengadins und das Fenster der Tauern, ein Kranz von leptontinischen Klippen begleitet den Nordrand der Ostalpen. Ein diese Auffassung wiedergebendes Bild von der relativen Lage und Ausdehnung der drei grossen alpinen Deckensysteme findet sich auf Pl. VII der französischen Übersetzung des „Anlitz der Erde“.

Während somit *Schardt*, *Lugeon*, *Steinmann*, *Suess* u. a. annehmen, dass die exotischen Massen auf der Nordseite der Schweizeralpen ihre Fortsetzung östlich des Rheines finden in Decken, die den Bündnerschiefern aufliegen, haben namentlich *Haug* (16, 1427) und *Schmidt* (45, 542 bis 545, 374, 379) die Meinung vertreten, dass die Klippendecke und die Brecciendecke vom Nordrande der Bündnerschieferzone stammen und aus dem Briançonnais abzuleiten wären.

Zur Entscheidung der Frage, ob und in welcher Art die Decken der Graubündner „Aufbruchzone“ und die ostalpinen Decken als die tektonischen Äquivalente exotischer Massen am Nordrande der mittleren und westlichen Schweizeralpen angesehen werden dürfen, wäre vor allem eine genaue Kenntnis des gesamten, vom Allgäu bis ins Oberengadin sich erstreckenden Grenzgebietes zwischen ostalpiner Fazies einerseits, helvetischer und Bündnerschiefer-Fazies anderseits notwendig.

Wertvolle Beiträge zur Kenntnis dieses ausserordentlich kompliziert gebauten Gebietes verdanken wir *Rothpletz* und *Steinmann*, die seit vielen Jahren mit den geologischen Erscheinungen Graubündens sich beschäftigen und wichtige Grundzüge der Tektonik erkannten. Auf Veranlassung *Steinmanns* entstanden bereits auch Detailarbeiten über das Falknisgebiet (26), den Rhätikon (46), das Schams (30 und 72).

Die Spezialkartierung der südlichen Gebiete ist in den letzten Jahren von anderer Seite her in Angriff genommen worden. Im Jahre 1907 wurden Prof. *C. Schmidt*, Basel, und Prof. *A. Stella*, Turin, von einem internationalen Komitee mit der Aufgabe betraut, die Splügendegend als Ganzes zu studieren zur Aufstellung einer Prognose für den projektierten Splügentunnel. Im Anschluss an diese Untersuchungen für die Splügen-Tunnelkarte, an denen auch ich als Mitarbeiter beteiligt war, habe ich im Auftrage der Schweizerischen Geologischen Kommission

mit der Revision der angrenzenden Teile des Blattes XIV der Dufourkarte begonnen. In den Jahren 1908—1911 untersuchte ich längere Zeit auch in der Gegend der Lenzerheide, in der Aela- und Errgruppe. Kursorische Begehungen habe ich auch ausgeführt im Rhätikon, im Plessurgebirge, im Julier- und Bernina-Gebirge, im Puschlav und im Unterengadin.

Meine bisherigen Aufnahmen in Mittelbünden, die zum Teil über Gebiete sich erstreckten, über die bereits von *Steinmanns* Schülern ausführliche Mitteilungen vorliegen, führten mich zu einer Vorstellung vom tektonischen Aufbau des Gebietes, die in einigen wesentlichen Punkten mit denjenigen der *Steinmanns* Schule nicht übereinstimmt. Dass hier und in andern Teilen Graubündens mehrere Decken übereinanderliegen, ist zwar auch meine Meinung. Ich gelange aber zu einer andern Reihenfolge gewisser faziell selbständigen Serien, als das *Steinmanns*che Faziesschema sie verlangt und damit auch zu andern Grundlagen für Gleichsetzungen gewisser Decken Graubündens und angrenzender Teile der Ostalpen mit Decken der Westalpen. Dieser Gegensatz der Anschauungen und im weitern der Umstand, dass bis zum Abschlusse meiner eigenen Untersuchungen in Mittelbünden voraussichtlich noch längere Zeit vergehen wird, veranlassen mich, schon jetzt eine gedrängte Darstellung des Gebietes nach meiner Auffassung zu geben.

Herrn Prof. Dr. *C. Schmidt* danke ich für mannigfache Förderung und für die Erlaubnis, einige Beobachtungen und Resultate aus dem gemeinsamen Arbeitsgebiete des Schams und des Oberhalbsteins hier verwerten zu dürfen. Manchen Gewinn boten mir auch Diskussionen mit Herrn Privatdozenten Dr. *A. Buxtorf* in Basel. Herrn Prof. Dr. *G. Böhm* in Freiburg i. Br. möchte ich auch an dieser Stelle danken für das Interesse, das er meinen Untersuchungen in Graubünden entgegenbringt, und für die mir gütigst gewährte finanzielle Unterstützung.

I. Über den geologischen Bau Südwestbündens.

A. Die tektonische Stellung der Schamser Decken.

1. Westschams und Otschams.

G. Steinmann führte in seiner Arbeit über das Alter der Bündnerschiefer im Jahre 1895 (51, 258) aus, dass die Schiefer des Piz Beverin, der Via mala und des Schyn gegen Osten in kontinuierlichem Zusammenhange stehen mit dem Flysch des Prätigaus. 1905 (53, 36, 38) sah er in den dem Beverin- und Via mala-Schiefer aufliegenden Überschiebungsmassen des Schams die südwestliche Fortsetzung der im Plessurgebirge und im Rhätikon über dem Prätigauflysch gelegenen Decken der „Aufbruchzone“. Im besondern sollte in den reinen Kalken und Marmoren und in der Taspinitbreccie des Schams die Zone des Sulzfluhkalkes und der Falknisbreccie, also die Klippendecke, vertreten sein, in den Grünschiefern des Oberhalbsteins die rhätische Decke.

Auf Veranlassung *Steinmanns* wurden seit 1905 im Schams Spezialuntersuchungen ausgeführt durch seine Schüler *H. Meyer* (30) und *O. Welter* (72). Diese beiden Autoren bestätigen die Vermutungen *Steinmanns* über das Vorhandensein der Klippendecke und der rhätischen Decke im Schams. Ausserdem glauben sie, dass hier in gewissen Gesteinshorizonten auch die Brecciendecke und die ostalpine Decke vertreten seien.

Wir anerkennen gerne die Verdienste, die *Meyer* und *Welter* um die Lokalstratigraphie und Tektonik des Schams sich erworben haben und vor allem auch, dass durch ihre Mitteilungen unsere eigenen Untersuchungen wesentlich erleichtert und gefördert wurden. In vielen stratigraphischen und tektonischen Fragen können Prof. *Schmidt* und ich mit *Welter* und *Meyer* allerdings nicht einig gehen. Von unserer Seite wird des nähern auf die lokalen stratigraphischen und tektonischen Erscheinungen des Schams eingegangen werden in den Erläuterungen zur Splügenkarte. Hier möchte ich in aller Kürze nur zeigen, dass die von *Steinmann*, *Welter* und *Meyer* vorgeschlagenen allgemeinen Deutungen der Serien des Schams zum grössten Teile nicht berechtigt sind.

Im **Westschams** wären nach *Welter* über den Beverinschiefern vorhanden: die untere und die obere Klippendecke, die Brecciendecke und die ostalpine Decke.

Die beiden „Klippendecken“ und die „Brecciendecke“ *Welters* zeigen vollständige Übereinstimmung in der Trias und im Lias.

Als Trias finden sich, ausser Rauhwacken und Gips, gelbe, rötliche, quarzreiche, dem Rötildolomit ähnliche Dolomite und dem Quartenschiefer gleichende rote und grüne Tonschiefer. Fazielle Übereinstimmung dieser Trias mit den Gyropellendolomiten etwa der Freiburger Alpen ist nicht vorhanden.

Zum Lias dieser drei Decken zählt *Welter* blaugraue Kalke, Kalkschiefer, sandige Schiefer. Nach meinen Beobachtungen gehören aber zum Lias auch jene kristallinen, korallenführenden, hellgrau-staubig anwitternden Kalke und die Vizanbreccie, die von *Welter* als „Tithon“ seiner Klippendecken gedeutet werden.

Was zunächst die korallenführenden Kalke anbetrifft, die nach *Welter* das „Tithon“ seiner „untern Klippendecke“ darstellen würden, so ist zu bemerken, dass diese Gesteine nicht etwa auf diese Decke allein beschränkt sind, sondern in petrographisch durchaus übereinstimmender Ausbildung und mit den gleichen Korallen auch in der „obern Klippendecke“ und in der „Brecciendecke“ *Welters* sich finden. In allen diesen Decken findet man die Korallen, die leider spezifisch nicht bestimmbar sind¹⁾, an vielen Orten zusammen mit Fossilien, die auch *Welter* mit Recht als charakteristisch für den Lias seines Gebietes ansieht. Mit solchen typischen Liasfossilien zusammen fand ich die Korallen auf der Nordseite des Piz Runal und auf Curtginatsch in der „untern Klippendecke“, südwestlich Plaun Darmeras in der „obern Klippendecke“, auf der Ostseite des Runal in der „Brecciendecke“ *Welters*.

Die Vizanbreccie, das „Tithon“ der obern Klippendecke *Welters*, ist stratigraphisch der Taspinitbreccie des Otschams gleichzustellen. Diese aber ist nicht tithonischen, sondern, wie schon *Heim*, *Steinmann* und *Rothpletz* vermuteten und wie wir auf Grund von Fossilfunden aus dieser Zone dartun können, liasischen Alters.

Was *Welter* im Westschams als „untere“ und „obere Klippendecke“ und als „Brecciendecke“ bezeichnet hat, reduziert sich nach unsern Aufnahmen auf einige Schuppen von Trias- und Liasgesteinen, die ihrer faziellen Ausbildung nach als nahe verwandt sich erweisen mit den entsprechenden Horizonten der inneralpinen Bündnerschieferfazies.

In die „ostalpine“ Decke stellt *Welter* die Splügener Kalkberge. Als ostalpine Klippe waren sie von *C. Schmidt* schon 1894 auf der Übersichtskarte der Schweizeralpen bezeichnet worden. Diese Deutung erscheint unrichtig. Die Splügener Kalkberge entsprechen stratigraphisch und tektonisch dem P. Gurschus im Otschams²⁾ und im weitem der Zone des Averser Weissberges. Diese Zone (vergl. Bl. XX, XIX) liegt über dem Mesozoikum der Surettagneissfalte und, wie schon *Theobald* und *Rolle* wussten und *Suess* erst neuerdings betont hat, tiefer als die Grünschieferzone des Oberhalbsteins. Sie kann also aus tektonischen Gründen nicht in die ostalpine Decke gestellt werden. Übrigens sprechen auch stratigraphische Gründe dagegen.

Die Weissbergzone lässt sich (vergl. Duf. Bl. XX, XIX und XIV) von Juf im Avers bis in den Gurschus verfolgen. Losgerissene Fetzen dieser Zone liegen noch weiter nördlich dem Rofnaporphyr auf, wie ich dies schematisch dargestellt habe auf Prof. 2, Taf. II.

Auf der Decke des Averser Weissberges und unter den Grünschiefern des Oberhalbsteins liegen, gleichfalls nach Osten oder Nordosten fallend, einige zum Teil durch Lamellen von Rofnaporphyr getrennte Serien von hauptsächlich triadischen und jüngern Gesteinen, die nördlich des

¹⁾ *Welter* glaubt, an einem Exemplar die zweifellose Zugehörigkeit zu *Astrocaenia* festgestellt zu haben. Herr Dr. *P. Grosch* in Freiburg i. Br., der die Freundlichkeit hatte, einige der von mir aus *Welters* Tithon gesammelten Stücke zu untersuchen, berichtet mir über seinen Befund folgendes: „Am besten lassen sich die vorliegenden Korallen mit *Montlivaltien* aus der obern Trias (Zlambach. Sch.) und mit gleichen Formen aus dem untern Lias von England vergleichen. Der mangelhafte Zustand schliesst jede stratigraphische Verwendbarkeit aus.“

²⁾ Auch *Meyer* und *Welter* parallelisieren die Splügener Kalkberge mit dem Piz Gurschus (31, S. 67, Fig. 1).

Piz Gurschus. im **Otschams**, in *Meyers* tiefere Decken, nämlich in die Zone der Marmore, die Zone der untern Breccie und die Zone der obern Breccie sich fortsetzen.

Nach *Welter* sollen diese *Meyer'schen* Decken des Otschams der „untern“ und der „obern Klippendecke“ und der „Brecciendecke“ des Westschams entsprechen.

Stratigraphische Verwandtschaft zwischen der Zone der obern Breccie und der Zone der untern Breccie des Otschams einerseits, jenen Decken des Westschams anderseits ist in der Tat vorhanden. Keinesfalls aber bestehen die tektonischen Parallelen der Serien des Otschams mit denjenigen des Westschams in der Art, wie sie *Welter* annimmt. Wie das tektonische Verhältnis der Serien der beiden Talseiten nach meiner Ansicht zu deuten ist, gedenke ich mitzuteilen nach Abschluss meiner Untersuchungen in dem kompliziert gebauten Gebiete des Westschams.

Meyer deutet die Zone der Marmore des Otschams als „untere Klippendecke“, die Zone der untern Breccie als „obere Klippendecke“, die Zone der obern Breccie als „Brecciendecke“. Zwingende stratigraphische Beweise für solche Parallelisierungen der Schamser Serien mit jenen Decken der „Aufbruchzone“ Ostgraubündens und der mittlern und westlichen Schweizeralpen hat er aber nicht zu geben vermocht. Schon *A. Spitz* hat dies in einem Referate über *Meyers* und *Welters* Arbeiten betont¹⁾. Auf Grund unserer Aufnahmen können wir *Spitz* in dieser Hinsicht nur beipflichten. Hier möchte ich den *Spitzschen* Ausführungen nur beifügen, dass wir die „Tithonkalke“ der *Meyerschen* Zone der Marmore in die Trias, die Taspinitbreccie, wie schon erwähnt, in den Lias stellen müssen. Es hält übrigens, wie im Folgenden gezeigt werden soll, nicht schwer, die schon aus stratigraphischen Gründen recht unwahrscheinliche Gleichsetzung der Zone der Marmore und der Zone der untern Breccie mit der Klippendecke, der Zone der obern Breccie mit der Brecciendecke der Aufbruchzone des Plessurgebirges auf Grund tektonischer Erscheinungen als direkt unmöglich erscheinen zu lassen.

Die Überschiebungsmassen der Zone der Marmore und der Zone der untern Breccie *Meyers*, die am Piz la Tschera und weiter nördlich den „Dolomiten, Marmoren, Kalksteinen, polygenen Konglomeraten und kristallinen Gesteinen der Sekundärperiode“ *Heims* auf Blatt XIV entsprechen, dringen über die Stirne des Rofnaporphyr nach Norden vor bis zum Reischenbach (Strettscha Bl. XIV). Dort legen sie sich, wie sich schon aus *Heims* Profil (17, Taf. II, Prof. 13) durch das Otschams ablesen lässt, auf die nach Süden einfallenden Via mala-Schiefer. — Weiter nach Norden gehen sie auch nach *Meyers* und unsern Beobachtungen nicht.

Auf dem gleichen Profile *Heims* lässt sich auch schon abgrenzen, was nördlich Nasch etwa *Meyers* Zone der obern Breccie oder seiner „Brecciendecke“ entspricht. Dazu gehören der Gips von Nasch, Rauhwacken und Rötidolomit, die ihn nach *Heims* Profil unterlagern und als dünner, auf einer längern Strecke unterbrochener Streifen nach Obermitten hinausziehen. Die kalkreichen Bündnerschiefer, die die Trias überlagern, entsprechen jurassischen, eventuell auch noch jüngern Bildungen. Im Lias dieser Serie fand ich bei Spinga lunga (Siegfriedblatt 414, Andeer) *Pecten* (*Pecten priscus*?). Den Abschluss der Serie nach oben bilden an einigen Stellen Breccien, die ich einstweilen der von *Meyer* weiter südlich in der gleichen Zone gefundenen obercretacischen (?) Breccie (30, 149, 150) gleichstelle.

Über den von *Heim* als kalkige Bündnerschiefer ausgeschiedenen Gesteinen liegt ein auf Blatt XIV und auf *Heims* Profil noch nicht verzeichnetes Rauhwackeband, das die Zone der obern Breccie von der nächsthöheren trennt, welche dann als höchste Serie die Gipfelpartie des Muttenberges (Bl. XIV) bildet.

Es ist mir gelungen, die im Profile des Muttenberges über den Via mala-Schiefeln liegenden Serien gegen Osten bis Tiefencastel und von dort auf dem rechten Albulaufer nach Norden zu verfolgen.

¹⁾ Mitteilungen der Geol. Gesellsch. in Wien, III. Bd., 1910, S. 492 ff.

2. Schyn und Lenzerheide.

Die Masse der Via mala-Schiefer zwischen Obermitten und dem Reischenbach, die ihr auf-
liegende „Zone der obern Breccie“ und die noch höhern Rauhwacken und Schiefer des Mitten-
berges senken sich gegen Ost-Nordosten ins Albulatal. Hier bauen sie die Hänge auf in der
Gegend vom Schyn bis östlich Tiefencastel.

Den geologischen Bau der rechten Seite des Albulatales zwischen Tiefencastel
und Zorten (Fraktion von Obervaz) habe ich dargestellt auf Prof. 2, Taf. II. Die Strecke Tiefen-
castel—Zorten auf diesem Profil entspricht tektonisch ungefähr dem Stück Nasch—Obermitten auf
Heims eben besprochenem Profil. Auf die Schnittebene, die in gerader Richtung von Tiefencastel
gegen Zorten verläuft, sind in den tiefern Teilen des Profils die etwas westlich der Schnittrichtung,
längs der Albula gelegenen Aufschlüsse projiziert. Die Projektion erfolgte in der Richtung und mit
der Neigung des allgemeinen Fallens der Schichtkomplexe gegen Ost-Nordosten. Als tiefstes Glied
zeigt auch dieses Profil den Via mala-Schiefer. Er dürfte zum grössten Teile in den Jura zu
stellen sein. *C. Schmidt* (45, 573) vermutet, dass im Via mala-Schiefer auch der Tristelbreccie ver-
gleichbare Kreidehorizonte vertreten seien.

Die Via mala-Schiefer sind auf langer Strecke aufgeschlossen von Sils bis zur Station Solis.
Dort werden sie überlagert von Triasgesteinen (Rauhwacken, Gips und Dolomit) und Jurakalken
der Zone der „obern Breccie“. Diese Trias lässt sich von der Soliser Brücke auf beiden Talseiten
flussaufwärts verfolgen bis Tiefencastel. Zwischen der Soliser Strassenbrücke und der Sauerquelle
von Münstal (Mittail der Dufourkarte), treten darunter die Via mala-Schiefer in Gestalt eng gefalteter
Tonschiefer zutage in einem Fenster (vergl. Taf. I).

Im Einschnitte des Albulatales, abwärts Tiefencastel, liegt die Zone der obern Breccie
direkt auf den Via mala-Schiefen. Die Zone der untern Breccie und die Zone der Marmore bleiben
schon früher in der Tiefe zurück. Am Aufbau der Zone der obern Breccie beteiligen sich im
Albulatale Trias, Lias, möglicherweise auch jüngere Juraschiefer, sodann Breccien, die ich vorläufig
Meyers Kreidebreccien gleichstelle. Auf dem Profile habe ich die Triasschichten nicht weiter
gegliedert und alle Schichten, die jünger sind als Trias, in einen Komplex zusammengefasst.

Der Bau der Serie ist der einer langen, liegenden Deckfalte. Den Kern der Falte bilden
Gips und Rauhwacken. Hierher gehören auf der rechten Seite des Albulatales das bekannte Gips-
lager am Ausgang der Val mala an der Strasse Tiefencastel—Alvaschein und ein Gipslager im Tobel
westlich der Ruine Nivaigl. Auf der linken Talseite rechne ich dazu Rauhwacken bei Stürvis und
mächtige Gipslager im obern Teile des Muttnerobel.

Rötidolomite und Quartenschiefer des verkehrt gelagerten, liegenden Schenkels treffen
wir beim Kirchlein von Münstal, auf der Westseite des Dorfes Alvaschein, bei Solis und in grosser
Verbreitung zwischen Stürvis und dem Muttnerobel. Zum Mittelschenkel der Deckfalte rechne
ich auch die dunkeln, spätigen, oft auch quarzitischen Kalke südlich Prada, nördlich Münstal, östlich
oberhalb des neuen Albulastauwerkes der Stadt Zürich (südlich Alvaschein), die von *Rothpletz*
schon erwähnten dunkelblauen Kalke bei den Soliser Brücken (36, I, 33). Am Verlaufe dieser
Kalke lässt sich zwischen Prada und Solis eine SSW-ONO gerichtete, kräftige Faltung der Decke
konstatieren.

Auch die Schichten des hangenden Schenkels der Deckfalte lassen sich weithin verfolgen.
Ihm gehören z. B. an die Rötidolomite, Quartenschiefer und die bekannten belemnitenführenden
Liasschiefer westlich unterhalb des Bahnhofs Tiefencastel (vergl. *Rothpletz*, 36, I, 34). Im Muttner-
obel führen Liaskalke derselben Zone Gastropoden und recht ordentlich erhaltene Pecten, die
Pecten priscus und *Pecten valonniensis* wohl verglichen werden können. Als jüngsten Kreide- (?)
Tertiärhorizont möchte ich die bekannte Breccie von Tiefencastel betrachten.

Wie am Muttnerhorn liegt auch im Albulatale über der „Zone der obern Breccie“ eine noch
höhere Decke. Dem Rauhwackeband im obern Teile des Mittenberges entspricht ein Gipszug,
der sich von Val mala (vergl. Siegfriedbl. Lenz) bis südlich Tiefencastel verfolgen lässt; den

Schiefermassen in der Gipfelpartie des Muttensberges sind die über dem Gipszuge der Val mala liegenden Kalke und Schiefer von Lenz, Vazerol und östlich Tiefencastel gleichzustellen.

Der Gipszug von Val mala ist bei Tiefencastel mit den Breccien der Zone der obern Breccie stark verschuppt. Diese Komplikationen habe ich auf meinem Profile nur schematisch angedeutet. Nördlich Val mala habe ich ihn bis jetzt nicht nachweisen können; die untern Teile der Abhänge sind dort von Schutt grösstenteils verhüllt.

Die über dem Val mala-Gipszuge liegenden Kalke und Schiefer führen in ihren höhern Lagen Fucoiden. Schon lange werden diese Schiefer als Flysch angesprochen.

Schon *Steinmann* (51, 13) und *Rothpletz* (36, I, 54 und Taf. I) haben angenommen, dass der Flysch von Tiefencastel und Lenz über das Stätzerhorn und Churwalden in direktem Zusammenhange stehe mit den Flyschmassen des Prätigaus. Diese Annahme kann ich, gestützt auf ausgedehnte Begehungen, bestätigen.

Kalkreiche tiefere Lagen bilden im Albulatale den Steilhang, der unter Vazerol und Lenz nach Nordwesten zieht. Bei und nordöstlich Zorten queren sie den Heidbach. Fast überall streichen sie \pm NS und fallen mit 15—40° und stellenweise noch mehr gegen Osten ein. Aus der Gegend von Zorten steigen diese kalkreichen Schiefer nach Westen auf in den Crap la Pala. Aus ihnen besteht im weitem der Kamm, der von hier über P. Scalottas und P. Danis zum Stätzerhorn zieht. Auch den ganzen Osthang der Stätzerhornkette, mit deren Böschung die gegen Osten gerichtete Neigung der Schichten ungefähr übereinstimmt, setzen sie zusammen. Wie weiter im Süden führen sie auch in dieser Gegend Fucoiden. Dem bekannten Fundorte vom Stätzerhorngipfel möchte ich als gute Fundpunkte beifügen Martschineun und Muloin nov nordöstlich Zorten (vergl. Siegfriedblatt Nr. 422, Lenz) und den Hang direkt westlich Parpan.

Auf der Linie Stätzerhorn—Stättli (zwischen Parpan und Churwalden) ist ein Abbiegen des Kalkschieferkomplexes gegen Norden zu bemerken. Schwarze, faule Tonschiefer legen sich darauf (auf dem Profil nicht besonders bezeichnet). Diese bilden den Nordgipfel des Stätzerhorns, den Faulenberg (Punkt 2578). Die dunkle, zerrissene Schiefermasse, die diesen Berg aufbaut, erfüllt auch den stark verrutschten, gefährlichen Wititobel. Im Tale unten zieht sie, immer Ost- und OSO-fallend, von Churwalden der Rabiosa nach hinaus gegen Grida. Dieser gleiche Komplex von Tonschiefern, der, wie wir eben gesehen haben, tektonisch höher liegt als die Schichten des Stätzerhorn-Südgipfels, setzt von Churwalden aus nach Süden fort über Parpan, Lai, Lenz. Reichliche Schuttbedeckung verhindert hier leider die schrittweise Verfolgung des Horizontes.

Östlich Parpan und Churwalden treffen wir über den Tonschiefermassen einen tektonisch noch höhern Flyschhorizont. Es sind dies wieder dichte Kalkschiefer, sandige Schiefer und feine Breccien. Im Gehänge machen sie sich bemerkbar als Steilkante. Sie ziehen von Tschuggen nordöstlich Parpan unter Mittenberg und Am Joch durch in die Hänge hinauf, die die Jochalp tragen. Über der Jochalp liegen die kompakten Kalke, die Schiefer und Breccien des Gürgaletsch und die Scherben der „Aufbruchzone“.

Die gewaltige Masse von Schiefern, Kalken, Breccien vom Gürgaletsch bis Bruck hinunter steht über Prada, Tschierschen in direktem Zusammenhange mit den Schiefern auf der Ostseite des Schanfigg und diese wieder mit der grossen Masse des Prätigauflysches, der bei Langwies, im Fundey, bei Serneus, im St. Antönietal, im Partnun, auf der Südseite der Scesaplana überall unter die Decken der „Aufbruchzone“ einfällt.

Aus dem Prätigau über Tschierschen, Prada, Churwalden nach Süden zurückkehrend gegen Lenz und Tiefencastel, erkennen wir die für die Beurteilung des tektonischen Aufbaus Mittelbündens wichtige Tatsache, dass der Prätigauflysch, der die Decken der „Aufbruchzone“ des Plessurgebirges trägt, tektonisch höher liegt als die Zone der obern Breccie *Meyers*, höher natürlich auch als die Zone der untern Breccie und die Zone der Marmore desselben Autors.

Meyers tiefere Zonen des Otschams, d. h. die Zone der obern Breccie, die Zone der untern Breccie, die Zone der Marmore, ferner die Decke Averser Weissberg-Splügener Kalkberge und endlich *Welters* Brecciendecke und Klippendecken des Westschams fasse ich einstweilen zusammen

zu einer tektonischen Einheit, den **Schamser Decken** (vergl. Taf. II, Prof. 2 und Taf. I). Sie liegen tektonisch tiefer als der Prätigauflysch, höher als die Via mala-Beverinschiefer und höher als die Surettadecke und ihre normale Sedimenthülle.

Die Schamser Decken sind tektonisch unabhängig von den Decken der Aufbruchzone des Plessurgebirges und des Rhätikons. *Meyers* und *Welters* Versuchen, die stratigraphischen Verhältnisse der Schamser Decken zur Ableitung neuer Beweise für die Allgemeingültigkeit des von *Steinmann* aus den geologischen Erscheinungen der „Aufbruchzone“ abstrahierten Deckenschemas benutzen zu wollen, fehlt also jegliche Grundlage.

B. Zur Gliederung der Bündnerschiefermassen.

Die Erkenntnis, dass der Prätigauflysch nach Süden sich fortsetzt in die den Schamser Decken aufgelagerten Flyschmassen von Lenz, ergibt auch für den Prätigauflysch selber wichtige tektonische Konsequenzen. Er wird Teil einer Decke, und zwar einer Decke, die höher liegt als die Schamser Decken und tiefer als die Decken der „Aufbruchzone“. Ich nenne sie **Prätigaudecke**.

Von Tiefencastel aus setzt die Prätigaudecke fort ins Muttnerhorn. Der Rauhwarezug an ihrer Basis (vergl. S. 5 und Prof. 2, Taf. II) erweist sich als Fortsetzung jener Zone von Rauhware, Marmor, Dolomit und Rofnaporphyr, die weiter im Süden, im Gebiete des Curvèr, die Basis von *Meyers* „rhätischer Decke“ bildet. Was *Meyer* hier „rhätische Decke“ genannt hat, setzt sich nach meinen Beobachtungen zusammen aus zwei Decken, einer untern Decke, der Prätigaudecke, und einer obern Decke, der rhätischen Decke, aus der die höchsten Partien der Curvèrkette sich aufbauen. Die beiden Decken werden getrennt durch einen Zug von Rauhware und Dolomit, der sich auf längern Strecken verfolgen lässt und seine grösste Mächtigkeit erlangt auf der Nordwestseite des Curvèr pintg d. Taspin und auf der Südostseite des Piz Curvèr. Beide Decken führen basische Eruptiva. In der Prätigaudecke liegen die Serpentine und Grünschiefer auf der Südseite des Piz Curvèr, die schon Blatt XIV verzeichnet; der rhätischen Decke gehören an die viel bedeutenderen Vorkommen auf der Ostabdachung der Curvèrkette (Bl. XIV, XV).

Vom Curvèrgebiete aus gegen Süden ist es mir noch nicht möglich geworden, die Prätigaudecke und die rhätische Decke zu trennen. Möglicherweise keilt hier die Prätigaudecke aus¹⁾. Vielleicht sind noch mit in die Prätigaudecke zu stellen die Schiefermassen der Kette P. Forbisch—P. Arblasch (vergl. Bl. XV und Taf. I), die über die Julia weg mit den grauen Bündnerschiefern östlich Tinzen und östlich Savognin in Zusammenhang stehen.

Um die tektonische Stellung der Prätigaudecke im Gesamtbau Mittelhündens zu übersehen, ist es notwendig, sich auch über ihre Beziehungen zu den Bündnerschiefermassen Südwestbündens (Domleschg, Safien, Vals, Lugnez) eine klare Vorstellung zu machen.

Mit den Gneissen des Gotthardmassives sind auch Verrucano und Trias von Obersaxen und die Liasschiefer des Piz Mundaun nach Norden auf das autochthone Aarmassiv und die an und südlich von ihm gelegene Wurzelregion der helvetischen Decken geschoben (vergl. *C. Schmidt* 45, 533, 573, und *Arbenz* und *Staub* 2, 57 ff.). Auf dem gegen Osten und Südosten sich senkenden Sedimentmantel des Gotthardmassives liegen als Überschiebungsmassen Teile der mesozoischen Schieferhüllen der südwestgraubündnerischen Gneiss-Deckfalten (Molare-, Adula-, Tambo-, Suretta-Gneissfalten). Lange Triaszonen und wenig mächtige Gneisslager trennen die Schieferdecken voneinander. Derartige tektonische Grenzhorizonte sind u. a. der von *Heim* von Ghirone bis Peiden und darüber hinaus verfolgte Triaszug (Blatt XIV) und *Wilckens* Gneissdecke innerhalb der früher für einheitlich gehaltenen mesozoischen Sedimenthülle des Adulamassives (73, 458 ff.). Einen noch höhern derartigen Grenzhorizont zwischen Schiefermassen fand ich am Bruschghorn und südlich davon in den Abstürzen über den Nollen im Hintergrunde des Safiertales. Die Rauhwarecken und

¹⁾ Anmerkung während des Druckes: Nach meinen neuesten Aufnahmen lässt sich die Prätigaudecke noch weiter im Süden nachweisen, als ich es auf Taf. I dargestellt habe.

Dolomite dieses Zuges tragen Liasschiefer und diese dann *Welters* Decken des Westschams. Unter diesen durch (Taf. I) setzen die Liasschiefer mit tektonisch tiefern Schiefermassen fort in den Beverin, von da in die Via mala und in den Schyn. Dort werden sie überlagert von *Meyers* Decken des Ostschams (Taf. II, Prof. 2).

Im Schyn und im Domleschg senken sich die aus Südwestbünden heranziehenden Bündnerschiefer gegen Osten unter die Schiefer der höhern Teile der Stätzerhornkette, die wir als zur Prätigaudecke gehörig erkennen konnten. Hier, wo die Schamser Decken zurückbleiben, legt sich der Prätigauflysch als Überschiebungsmasse direkt auf die Schiefer Südwestbündens.

Der hier geführte Nachweis, dass der Kreide-Tertiärflysch des Prätigaus tektonisch unabhängig sei von den zu einem Teile wenigstens als sicher liasisch erkannten Bündnerschiefern Südwestbündens, im besondern des Piz Mundaun, gibt denjenigen Recht, die von jeher die Existenz einer Grenzlinie zwischen dem Flysch des Prätigaus und den Liasschiefern Südwestbündens behaupteten. Diese Grenzlinie ist aber nicht nur eine stratigraphische, wie man dies bis jetzt annehmen wollte, sondern zugleich und vor allem eine tektonische.

Interessant erscheint nun die Frage, ob in den tiefern Bündnerschieferdecken Südwestbündens auch Horizonte, jünger als Lias, in der in der Stätzerhornkette und im Prätigau als Überschiebungsmasse ihnen aufliegenden Prätigaudecke auch Horizonte, älter als Tertiär und Kreide, sich werden nachweisen lassen. Mit der stratigraphischen und tektonischen Gliederung der tiefern Bündnerschieferdecken und vor allem mit ihrer Begrenzung gegenüber der Prätigaudecke, die ich hier auf den Profilen und auf der tektonischen Skizze nur schematisch durchführen konnte, gedenke ich mich den nächsten Sommer zu befassen.

II. Über den Bau der Alpen zwischen Chur und Tirano.

A. Gesteine der Aufbruchzone des Plessurgebirges.

Die „Aufbruchzone“ umfasst den Teil des Plessurgebirges, der zwischen dem Flyschgebiete Langwies—Tschierschen—Prada und den vom Strelapass zum Rothorn streichenden Trias-Verrucano-Gneissketten liegt.

Von der Reichhaltigkeit der Gesteinsführung der „Aufbruchzone“ gibt schon *Theobalds* Darstellung auf Bl. XV eine Vorstellung. *Hoek* (19, 20), der das Gebiet zum Gegenstand einer Spezialuntersuchung machte, zählt auf: Kristalline Gesteine (Gneisse, Augengneisse, Glimmerschiefer), Casannaschiefer, Verrucano (kristalline Breccie), Buntsandstein, Triasdolomit, Kössenerschichten, Lias (polygene Breccie, Schiefer), Radiolarit-Châtelkalk, Pretschkalk, Falknisbreccie, Cenomanbreccie, Serpentin, Variolith, Ophicalcit, Flysch (Schiefer, Sandsteine). Vom Parpaner Weisshorn erwähnt *v. Seydlitz* (47, 2) auch noch Juliergranit.

Die tektonischen Verhältnisse der „Aufbruchzone“ sind so kompliziert, dass *Steinmann*, der als erster den Grundzug der Tektonik dieses Gebietes erkannte, seinerzeit (52, 216) den Eindruck erhielt, als ob relativ kleine Schollen der verschiedenartigsten Gesteine regellos durcheinander geworfen wären, und *Hoek* schrieb 1903: „Der Versuch, in diese ganze Zone irgendwelche Gesetzmässigkeit künstlich hineinzubringen, scheint mir den Verhältnissen Zwang anzutun“.

Später versuchten *Steinmann* und *Hoek* mit Hilfe der Deckentheorie eine Erklärung für den komplizierten Bau der Gegend zu geben. Das Vielerlei von Gesteinen der „Aufbruchzone“ wurde nach Serien sortiert und diese Serien der Klippendecke, der Brecciendecke und der rhätischen Decke gleich gestellt. Diese Decken der „Aufbruchzone“ werden dann im Süden überlagert von den ostalpinen Decken der höhern Teile des Plessurgebirges (Parpaner Weisshorn, Rothhornkette, Lenzerhorn—Schiesshornkette).

Versuchen wir nun, die Decken der „Aufbruchzone“ unter den ostalpinen Decken nach Süden zu verfolgen.

B. Die rhätische Decke des Oberhalbsteins und des Oberengadins.

Schon im vorigen Abschnitte (vergl. S. 6 und 7) wurde gezeigt, dass der Prätigauflysch über Tschierschen, Churwalden und die Lenzerheide nach Süden zieht gegen Tiefencastel.

Theobalds Darstellung der Lenzerheide (vergl. Bl. XV) könnte entnommen werden, dass der Prätigauflysch südöstlich Parpan das unmittelbare Liegende der ostalpinen Decken bildet, dass also die „Decken der Aufbruchzone“ hier auskeilen. Eine solche Annahme habe ich auch, hauptsächlich gestützt auf *Theobald*, noch 1910 vertreten (75, 295). Seither bin ich durch eigene Untersuchungen in dem Gebiete zu einer andern Auffassung gelangt. Ich muss jetzt annehmen, dass längs des ganzen Westrandes des Plessurgebirges ein kontinuierlicher Horizont von für die „Aufbruchzone“ charakteristischen Gesteinen zwischen der Prätigaudecke und den ostalpinen Decken vorhanden ist (Taf. II, Prof. 1). Reichlicher Schutt verhindert zwar auf längern Strecken die direkte Beobachtung. Besonders ist das der Fall in der Gegend der Alp Scharmoin, südöstlich Parpan. Auch noch weiter südlich, bis gegen Lenz, bedeckt Schutt die Hänge bis auf 1700 und 1800 m Höhe. Aber zwischen diesen Schuttmassen und den Steilwänden der ostalpinen Dolomite sind südlich der Ova da Sanaspans fast überall Gesteine der „Aufbruchzone“ in zum Teil recht beträchtlicher Mächtigkeit aufgeschlossen. Wir finden hier Kalkschiefer, Tonschiefer, sandige Schiefer und an vielen Stellen Serpentin, Gabbro, Variolith. Dabei sehen wir die Grünschiefer mehr höhere, die grauen Schiefer, Flysch (?), mehr tiefere Lagen einnehmen.

In der weitem Fortsetzung der Grünschieferzone liegen die Grünschiefer bei Brienz, die schon *Theobald* kannte (Bl. XV).

Zwischen Brienz und Surava bedeckt Schutt den Fuss der aus ostalpinen Gesteinen aufgebauten Hänge. Serpentin fand ich wieder südlich Surava. Er liegt hier unter ostalpinen Dolomiten und über hellem, bläulich anwitterndem, splittrigem Marmor (Taf. II, Prof. 2; Taf. III, Prof. 11). Der Marmor bildet das Felsband, das von Punkt 1111 der Siegfriedkarte (Bl. 426, Savognin) gegen Südwesten ansteigt.

In der Fortsetzung des Suraver Serpentin liegen die Massen von Grünschiefer und Serpentin, die *Theobald* auf Blatt XV nordwestlich der Motta Palousa einzeichnet. Sie liegen höher oben am Hange, als *Theobald* dies angibt. Serpentinsschutt, der dieser Zone entstammt, findet man an der Landstrasse bei Tgiant Ladrung (Siegfriedblatt 426, Savognin).

Auf der gegenüberliegenden Talseite, in der Gegend nördlich und westlich Salux, kommen, wie die Blätter XV und XIV dies zeigen, Grünschiefer in grosser Verbreitung vor. Sie bilden hier die Basis der ostalpinen Klippe des Piz Toissa. Grünschiefer der rhätischen Decke stecken in bedeutenden Massen in den grauen Bündnerschiefern des Piz Curvèr (vergl. S. 8).

Weiter im Süden, im Oberhalbstein, beteiligen sich Grünschiefer in noch hervorragenderem Masse am Aufbau der Berge. Ausser Grünschiefern und grauen Kalk- und Tonschiefern finden wir hier auch rote Radiolarite, gelbe Dolomite und helle Marmore. Mit den Grünschiefern fasse ich diese nur sporadisch auftretenden Gesteine vorläufig zusammen zu einer tektonischen Einheit und stelle sie in die rhätische Decke. Gesteine, die für die Klippendecke oder für die Brecciendecke der mittlern und westlichen Schweizeralpen als charakteristisch gelten können, sind im Oberhalbstein weder unter noch in diesem als rhätische Decke bezeichneten Komplexe vorhanden.

Die rhätische Decke des Oberhalbsteins fällt nach Osten ein unter die zur ostalpinen Decke zu zählenden Triasmassen der Aelagruppe und die Granite des Piz d'Err. Wo die ostalpine Decke dieser Gebirge durch Abtragung entfernt ist, wird zwischen ihren stehen gebliebenen Resten die rhätische Decke sichtbar in gegen Osten vorgreifenden Buchten. Eine kurze derartige Bucht findet sich auf der Südseite der Motta Palousa im Gebiete der Alp von Tiefencastel, eine längere reicht aus dem Hintergrunde des Erntales über den Piz Salteras und Tschita ins Albulatal (vergl. Taf. I). Steil stehende bunte Schiefer dieser Zone überschreiten mit eingelagerten

radiolarienführenden roten Gesteinen bei Punt Ota (zwischen Bergün und Preda, vergl. Siegfriedblatt Savognin) den Fluss.

Aus dem südlichen Oberhalbstein lässt sich nach Blatt XX die Zone der Serpentine über den Lunghinpass nach Süden ins Oberengadin verfolgen bis an den Silser See und weiterhin vom Silvaplaner See hinauf gegen den Piz Tschiern. Überall fallen hier die Schichten gegen Osten. Zur rhätischen Decke rechne ich, südlich des Silvaplaner Sees, den Grünschieferzug Surlej—P. Tschiern, die Dolomit- und Kalkzüge südlich Sils und die Gneiss- und Glimmerschiefer der Val Fex und der Val Fedoz.

Als gewaltige Masse ist die rhätische Decke im Oberengadin und im Oberhalbstein entwickelt. Von dieser Masse losgetrennte Schubketten finden wir weiter im Norden auf der West- und Nordseite des Plessurgebirges. Der rhätischen Decke gehören an die auf dem Plateau von Arosa in so reichem Masse vertretenen basischen Eruptiva, jedenfalls auch ein Teil der Radiolarite und Dolomite, vielleicht auch altkristalline Gesteine dieses Gebietes.

C. Gliederung der ostalpinen Decken vom Plessurgebirge bis zum Berninagebirge.

Mit Gesteinen der rhätischen Decke sind im Gebiete der Arosa „Aufbruchzone“ auch solche Gesteine vergesellschaftet, die ich als Abkömmlinge ostalpiner Decken betrachte. Um das Auftreten ostalpiner Gesteine in diesem Gebiete zu verstehen, müssen wir uns die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse der ostalpinen Decken vom Plessurgebirge bis zum Berninagebirge genauer ansehen.

Östlich der Lenzerheide, im Oberhalbstein und im Oberengadin liegen auf den Gesteinen der rhätischen Decke die faziell gänzlich verschiedenen Gesteine der ostalpinen Decke.

1. Zweiteilung: obere und untere ostalpine Decke.

Innerhalb des mächtigen Komplexes der ostalpinen Decke lassen sich sehr wohl zwei Bereiche erkennen, die namentlich durch die Natur des mitgeführten altkristallinen Untergrundes sich unterscheiden. Es sind dies der nördliche Bereich Silvretta, höhere Teile des Plessurgebirges, Kesch mit Gneissen, hauptsächlich sedimentogenen Charakters, und Amphiboliten, der südliche Bereich Err—Julier—Berninagebirge mit vorwiegenden alten Eruptivgesteinen, Graniten, Dioriten und Syeniten.

Die geologische Untersuchung ergibt, dass diese zwei grossen petrographischen Bereiche grossen tektonischen Einheiten entsprechen, einer obern und einer untern ostalpinen Decke. Zur obern ostalpinen Decke oder Silvrettadecke gehören die Silvretta, die höhern Teile des Plessurgebirges, das Ducangebirge, die Keschgruppe; zur untern ostalpinen Decke die höhern Teile der Aelagruppe, Err-, Julier- und Berninagebirge. Eine Überschiebungsgrenze trennt die beiden Decken. Ihren Austritt verfolgen wir längs des Nordrandes der bekannten ostweststreichenden Liaszone Scans—Bergün—Piz Michel. Den genauen Verlauf der Überschiebungsgrenze westlich der Fuorcla Pischa habe ich auf der tektonischen Skizze Taf. I dargestellt. Von der Fuorcla Pischa springt sie zunächst etwas nach Norden vor gegen Val Plazbi, auf der Westseite des Tales kehrt sie wieder nach Süden zurück. Durch Val Tisch abwärts verfolgen wir sie gegen Sagliaz. Von da zieht sie gegen die Säge von Latsch im vordern Teile der Val Tuors und dann nach Nordwesten. Nördlich des Bergünsteins quert sie die Albula und steigt dann auf nach Uglix. Im Zickzack, in den gegen Norden geöffneten Tälern nach Norden vorspringend, auf den Kämmen nach Süden zurückweichend, quert sie die Gruppe der Bergünstöcke. Nördlich der Motta Palousa dreht sie sich nach Nordosten, quert das Albulatal östlich Surava und verläuft dann am Westabfall des Plessurgebirges nach Norden.

2. Die obere ostalpine Decke (Silvrettadecke).

Am Aufbau der Silvrettadecke (vgl. Bl. XV) beteiligen sich hauptsächlich altkristalline Gesteine, daneben aber auch Verrucano, Trias und Lias.

Die altkristallinen Gesteine bilden eine gewaltige, wenig gegliederte Masse im Gebiete der Silvrettagruppe selber. Ausläufer dieser Masse dringen nach Südwesten vor ins Sedimentärgebirge (Piz Kesch—Frislas und Rinnerhorn—Stulsergrat). Aus altkristallinen Gesteinen der Silvrettadecke besteht auch das Rothorn im Plessurgebirge.

Zum Verrucano der Silvrettadecke gehört der bekannte Verrucano-Porphyr von Bellaluna. Konglomeratistische Partien des Verrucano von Bellaluna setzen nach meinen Untersuchungen durch die Aelagruppe nach Westen fort bis in die Val gronda und darüber hinaus (vgl. Profile 7—11, Taf. III). In der Val gronda kannte ihn auch *Theobald*. In bedeutender Verbreitung ist der der Silvrettadecke angehörende Verrucano ferner vorhanden im Plessurgebirge. In einem langen Zuge lässt er sich vom Kummerhubel nach Westen verfolgen bis in die Lenzerhorngruppe.

Trias der Silvrettadecke streicht als schmaler Zug von der Südseite des Piz Kesch nach Westen gegen Bergün. Aus Trias der Silvrettadecke besteht im weitern die Ducankette. In der Silvrettadecke liegen auch die Triasgesteine des nördlichsten und orographisch tiefsten Teiles der Aelagruppe. Diese Trias dann steht nach Norden und Nordosten in Verbindung mit der ins Plessurgebirge aufsteigenden Triastafel. Mit in die Silvrettadecke zu stellen ist endlich die Triaskette Strelapass—Thiejerfluh—Pizza naira.

Kössenerschichten und Lias finden sich nach *Theobald* als wenig ausgedehnte Relikte in der Ducangruppe, nämlich auf dem Krachenhorn und nordöstlich davon.

Hinsichtlich der Ausbildung der Gesteinshorizonte der Silvrettadecke konnte ich bis jetzt eingehendere Untersuchungen nur in beschränktem Masse ausführen.

Was im besondern die Trias anbelangt, so glaube ich, dass sich die detaillierte Gliederung der Triashorizonte, so wie sie *Theobald* und *Hoek* durchführten, sehr wohl begründen lässt. Ich habe sie auch angedeutet auf den Profilen 7—11 der Tafel III, die durch die Aelagruppe gelegt wurden, wo ich über ausgedehnte eigene Beobachtungen verfüge. Allgemeiner musste ich die Darstellung halten auf den Profilen der Tafel II, die auch das Plessurgebirge berühren, das mir weniger genau bekannt ist.

An bestimmaren Fossilien wurde in der Trias der Silvrettadecke noch wenig gefunden. Aus dem Muschelkalk des Plessurgebirges erwähnt *Hoek* unbestimmbare Bivalvendurchschnitte, vereinzelte Stielglieder von *Encrinus (liliiformis?)*, aus dem Wettersteindolomit eine *Lithodendronbank*. In der Gegend von Filisur fand Böse *Diploporen*, Gümbel ausserdem *Terebratula vulgaris*, *Lima* und *Pentacrinus*, *Rothpletz Pentacrinus gracilis* und *pentagonalis*. Ich selber fand *Diploporen* in der Breitrüfi (zwischen Filisur und Jennisberg), ferner in den Südwesthängen des Piz Mulein (Piz Manun, südöstlich Lenzerhorn, Bl. XV) und auf Ruinas (Siegfriedblatt Lenz) nördlich der Crapa naira.

Bei meiner Untersuchung der Silvrettadecke in tektonischer Hinsicht war mein Hauptaugenmerk darauf gerichtet, die Silvrettadecke zu trennen von den tiefern ostalpinen Decken. Diese Trennung konnte ich denn auch in den Hauptzügen durchführen.

Nach meinen bisherigen Untersuchungen glaube ich die wechselvollen Beziehungen von sedimentären und altkristallinen Bestandteilen der Silvrettadecke am ehesten mit Zugrundelegung eines Deckfaltenbaues verstehen zu können.

Zum Kern der Silvrettadecke würden gehören die mächtige Silvrettamasse und ihre gegen Südwesten streichenden Ausläufer. Der südlichste dieser Ausläufer ist die Kette Piz Vadret—Piz Kesch—Piz Frislas. Gegen Westen wird er immer schmaler. Auf Alp Darlux streichen Gneisse und Verrucano über verkehrt gelagerter Trias in die Luft aus. Die tektonische Fortsetzung dieser Gneisse und der verkehrt gelagerten Trias ginge gegen Südwesten über den Muot und über den Piz d'Aela hinweg. Ein weiterer Ausläufer der Silvrettamasse streicht vom Ausgange des Sertigtales über das Rinnerhorn und den Stulsergrat gegen Stuls im Albulatale. Weiter gegen Westen

reicht dieser Gneiss nicht. Der Verrucano von Bellaluna und dessen Fortsetzung gegen Westen (Taf. III, Prof. 7—11) bilden von hier an das Älteste der Silvrettadecke.

Das auffällige Auskeilen der Silvrettagneise gegen Südwesten hin, wie wir es hier auf der Südseite des Landwassertales beobachten, macht sich auch nördlich desselben bemerkbar. Gneisse gelangen hier nur bis Frauenkirch. Weiter westlich ist wieder Verrucano das Älteste.

In den Mittelschenkel der Silvrettadecke ist zu stellen der verkehrt gelagerte Verrucano-Triaszug, der von der Südseite der Keschmasse nach Westen zieht in die Val Tisch und dort nach Norden einfällt unter das Kristallin des Piz Frislas. Auf der Südseite des Kesch ist dieser Mittelschenkel vertreten durch kümmerliche Fetzen von Rauhwacken und Linsen von Dolomit; etwas vollständiger wird die Schichtfolge in der Val Tisch. Meine Darstellung dieses Sedimentzuges auf den Profilen 1—5, Taf. III, stützt sich hauptsächlich auf *Theobald* ¹⁾.

In den Gewölbeschenkel der Silvrettadecke gehören Trias und Lias der Doppelkette Hochducan-Krachenhorn, dann die Triasmassen in dem nördlichen Teile der Aelagruppe und die Trias zwischen Filisur und Monstein, endlich die Triasmassen, die zwischen Surava und Glaris aus dem Albula-Landwassertale nach Norden aufsteigen in die Lenzerhorn-Schiesshornkette.

Wie die Trias der Ducankette, die bei dieser Auffassung dem Gewölbeschenkel der Silvrettadecke angehört, zu trennen ist von der Trias südöstlich Bergün und der Trias der Val Tisch-Nordseite, die in verkehrter Lagerung die Frislaskette unterlagert und dem Mittelschenkel angehört, habe ich noch nicht untersuchen können.

Die Profile 7 bis 11, Taf. III, zeigen die starke Faltung des Gewölbeschenkels der Silvrettadecke am Nordhange der Aelagruppe. Im westlichen Teile der Gruppe (Prof. 11 bis 9) sind Teile der Silvrettadecke synklinal eingeklemmt in tiefere Decken. Im östlichen Teile greifen die Gesteine des Gewölbeschenkels der Silvrettadecke als schräg ansteigende Tafel nach Süden vor auf die Botta dil Uors (Prof. 8) und auf den Chavagl (Prof. 7).

Zwischen Filisur und Monstein kommt es in den Steilhängen südlich des Landwassers infolge von Faltungen zu mehrfachen Schichtwiederholungen. Blatt XV stellt die geologischen Verhältnisse viel zu schematisch dar.

Die Sedimente, die vom Albula-Landwassertale nach Norden aufsteigen ins Plessurgebirge, sind in Falten und Schuppen gelegt. Falten, wie sie in der Gegend der Crapa naira zu beobachten sind, habe ich dargestellt auf Prof. 1, Taf. II.

Besonderer Erwähnung bedarf noch die Kette Küpfenfluh—Thiejerfluh—Schiesshorn—Leidfluh. Die Trias dieser Kette unterlagert den Gneiss-Verrucanozug Frauenkirch—Piz Musch. *Hoek* sieht darin eine verkehrte Schichtfolge. Bei dieser Auffassung würde diese Trias dem verkehrten Mittelschenkel der Silvrettadecke entsprechen. Im Gegensatz zu *Hoek* betrachtet *Rothpletz* die gleiche Schichtfolge als normal. Er nimmt im weitern an, dass die aus oberer Trias, Muschelkalk und Verrucano sich aufbauende südlichste Kette des Plessurgebirges, Amselflüh—Lenzerhorn, nach Norden übergeschoben sei auf die normal gelagerte Triaskette Schiesshorn—Leidflüh—P. Naira. Ich selber wurde durch Begehungen in der Lenzerhorngruppe zur Annahme geführt, dass wenigstens hier im Westen eine aus Faltung hervorgegangene Überschiebung der Lenzerhornkette auf die Rothornkette stattgefunden habe, und dass diese als normal gelagerte tiefere Schuppe der Silvrettadecke aufzufassen sei (Prof. 1, Taf. II).

3. Die untere ostalpine Decke.

Während als sehr wahrscheinlich bezeichnet werden kann, dass dem Bau der Silvrettadecke das Prinzip einer einheitlichen, grossen Deckenfalte zugrunde liege, erscheint eine solche Annahme

¹⁾ Die Darstellung auf Blatt XV, wonach die Trias der Val Tisch-Nordseite über Bergün in Verbindung stehen würde mit der Trias in den höhern Teilen der Aelagruppe, ist unrichtig. Die Trias der höhern Teile der Aelagruppe gehört mit dem Lias im Bergün-Talbecken nicht zur Silvrettadecke, sondern zu der sie unterteufenden untern ostalpinen Decke.

hinsichtlich des Baues der unteren ostalpinen Decke vollständig ausgeschlossen. Hier übernehmen tektonische Untereinheiten eine viel selbständigere Rolle. Als solche Untereinheiten heben sich zwischen Bergün und dem Berninagebirge heraus die Bergüner Decken, die Errdecke und die Julier-Berninadecke.

a) Bergüner Decken.

Die Bergüner Decken erlangen ihre Hauptentwicklung in der Aelagruppe und in östlich angrenzenden Gebieten. Im Sedimentärgebirge der Aelagruppe selber bauen sie die mittlern und südlichen Teile des Gebirges auf. Direkt östlich der Aelagruppe gehören ihnen an die Lias-Triaszüge zwischen Val Tisch und der Weissensteinroute, dann die breite Liaszone Piz Uertsch—Scanfs und die an diese Liaszone im Süden sich anschliessenden, enggedrängten Lias-Trias-Gneissfalten zwischen Albulapass und Madulein. Westlich des Albulapasses sind im weitem noch in die Bergüner Decken zu stellen die nördlichsten und orographisch niedrigsten Teile der Granitkette der Giumels. Noch weiter im Westen endlich gehört mit zu den Bergüner Decken die isolierte Klippe des Piz Toissa auf der Westseite des Oberhalbsteins.

Mit der Schilderung der stratigraphisch-tektonischen Verhältnisse der Bergüner Decken beginnen wir im Osten, im Engadin.

α. Albuladecke.

Nach Blatt XV ziehen aus der Gegend von Zuoz und Ponte Zonen von Gneiss, Verrucano und Triashorizonten nach Westen gegen den Albulapass zu. *Zöppritz* hat diese Zonen genauer studiert und die Tektonik mit Zugrundelegung des Faltenbaues zu erklären versucht. Es sind dies seine „Maduleiner Faltenzüge“ (74, 52; Profile A, I—III).

Die nördlichste Maduleiner Falte streicht bei Gualdauna (nordwestlich Punkt 2522 der Dufourkarte; vergl. Siegfriedblatt 427, Bevers) vorbei. Am Felskopf östlich der Einsattelung von Gualdauna sind nach *Zöppritz* vorhanden: Liasschiefer, Liasbreccie, Triasdolomit, Rauhwacke, Verrucano, Gneiss. Alle diese Schichten sollen nach *Zöppritz* gleichsinnig steil nach Norden geneigt sein. Nach meinen Beobachtungen herrscht gegen Norden gerichtetes Fallen der Liasschiefer wenigstens nur direkt auf dem Gipfel. Auf der Westseite des Kopfes dagegen ist deutlich zu sehen, dass die Liasschiefer sich erst senkrecht stellen und dann steil nach Süden einfallen. Man erhält den Eindruck, als ob ein nach Norden übergelegtes Gewölbe vorliege. Südlich und südwestlich des Gipfels, wo die ältern Horizonte durchstreichen, sind die Aufschlüsse schlecht, so dass der Sinn des Fallens kaum mit Sicherheit anzugeben ist (Prof. 1, Taf. III).

Die Falte von Gualdauna ist ein Teil der Decke, die ich Albuladecke nenne. Diese lässt sich von Gualdauna über den Albulapass und Weissenstein nach Westen verfolgen bis über die Alp Mulix hinaus.

Dunkle Liasschiefer und spärliche rote Liaskalke der Albuladecke ziehen von der Einsattelung von Gualdauna zum Albulahospiz. In direktem Zusammenhange mit ihnen stehen die Liasschiefer bei Weissenstein und Palpuogna. Die Verbindung geht aber nicht längs der Albulastrasse, wie nach *Theobalds* Darstellung angenommen werden müsste, sondern weiter nördlich durch die Spitze 3017.

Die Trias der Albuladecke verfolgen wir zunächst von Gualdauna auf den Albulapass. Weiter im Westen gehören ihr an der Gips von Weissenstein und die gelben Rauhwacken und Dolomite, die vom Kurhause nach Westen streichen zum Palpuognasee. Beim Palpuognasee wird erst die Trias, nordwestlich davon auch der Lias der Albuladecke gegen Westen von Schuttmassen bedeckt.

Zum Altkristallin der Albuladecke rechne ich ausser den Gneissen von Gualdauna auch jene Granitscholle, die südlich Palpuogna, südlich Naz und auf Alp Mulix den Sockel des Piz Palpuogna (Punkt 2733 Dufourkarte) und des Piz Mulix (südwestlich Punkt 2781 Dufourkarte) bildet.

Von den höher liegenden Graniten der Gipfelpartien dieser Berge werden die Granite der Albuladecke getrennt durch ein Sedimentband, das in den Hängen östlich und westlich der Alp Mulix den Granitmassen eingelagert ist.

Über die Tektonik der Albuladecke zwischen Gualdauna und Alp Mulix geben die Profile 1—6 der Tafel III Aufschluss. Profil 1 zeigt das nach Norden übergelegte Gewölbe von Gualdauna. In der Gegend des Profils 2 ist dieses Gewölbe zum grössten Teile abgetragen. Westlich des Albulapasses ist es in grösserer Mächtigkeit wieder vorhanden. Die Dolomitmassen, die nördlich des Albulafussweges an die Liasschiefer sich lehnen, gehören ihm an (Prof. 3)¹⁾. Hoch oben am Hange stecken noch mehrere helle, tektonisch gleich zu deutende Dolomitzöpfe in den dunkeln Liasschiefern. Auch Profil 4 zeigt einen solchen. Unterhalb Weissenstein (Prof. 4), am Fusse des Piz Palpuogna (Prof. 5) und des Piz Mulix (Prof. 6) erscheint der Albulagranit des Deckenkerns, teilweise (Prof. 6) mit Verrucano vergesellschaftet.

β. Die Aeladecke.

Auf den Sedimenten der Albuladecke liegt im Norden die Aeladecke. Zu dieser rechne ich erstens den Dolomitzug, der von Punkt 3017 (nördlich des Albulapasses) auf der Südseite der Zavretta nach Preda zieht und eine tektonisch ihm entsprechende Dolomitmasse direkt westlich Naz, zweitens die Dolomitkette Piz Uertsch—Muot, Rugnux, Aela, Tinzenhorn, Michel, die Motta Palousa, den „Stein“ zwischen Conters und Tiefencastel, drittens den Liaszug Val Tisch—Bergün—Schaftal, viertens das Trias-Liasgewölbe des Bergüner Steins.

In der Schichtfolge der Aeladecke lassen sich erkennen: untere Rauhwacke, Triasdolomite mit eingelagerten Raiblerschichten, Kössenerschichten, liasische Kalke, Schiefer und Breccien, Malm.

Die untere Rauhwacke ist gelb, porös, kalkig. Selten finden sich darin Fetzen von grünen Schiefern.

Die Triasdolomite erreichen an einzelnen Stellen eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern. Diese grosse Mächtigkeit ist dann nicht primär, sondern das Resultat von Zusammenstauchungen durch Faltung und Schuppung. Bankung ist fast immer deutlich. Die Dolomite verwittern in hellen Farben. Auf frischem Bruche sind sie gewöhnlich dunkel, von hellen Calcitadern, seltener von bituminösen Häuten durchzogen. Beim Anschlagen zerfällt das Gestein in scharfkantige Brocken.

Innerhalb des Dolomitkomplexes finden sich Einlagerungen, die ich als Raiblerschichten deuten möchte. Wir finden roten und gelben Tonschiefer, rote, feinkörnige Sandsteine mit Muscovitschüppchen, weisse, graue und gelbe Dolomite. Selten trifft man Rauhwacken und eine eigentümliche dolomitische Breccie, in der kleine Dolomitbrocken in einer roten, tonigen Grundmasse liegen. Die petrographische Ausbildung dieser Schichten stimmt vollständig überein mit den von Zöppritz und Schiller aus dem Ober- und Unterengadin als Raiblerschichten beschriebenen Gesteinen. Solche Raiblerschichten sind stark entwickelt am Piz Uertsch und in dem Kamme westlich dieses Berges. Hier wiederholen sie sich infolge tektonischer Komplikationen. Westlich des Albulatales sind die Raiblerschichten seltener. Ganz fehlen sie aber auch dort nicht. Rote Raiblersandsteine trifft man z. B. in der Südwand des Tinzenhorns.

Die Kössenerschichten sind vorwiegend ausgebildet als dunkle, an der angewitterten Oberfläche grau-grünliche, im frischen Bruche grünlich-schwarze bis intensiv schwarze Mergel und Kalke. Einzelne Kalkbänke können eine Mächtigkeit bis zu 10 m erreichen und lassen dann an ihrem Verlaufe von ferne die tektonischen Linien erkennen. Fast überall führen die Kössenerschichten charakteristische Versteinerungen, Korallen (*Thecosmilia*), Crinoiden, Terebrateln. Etwas halbwegs sicher Bestimmbares findet man aber selten darin.

¹⁾ Zwischen Liasschiefern und Dolomit findet man an den steilen Halden östlich und nördlich Weissenstein fast überall gelbrote und weissliche Crinoidenkalke.

Im Lias treffen wir recht mannigfaltige Gesteine. An einigen wenigen Orten findet sich an seiner Basis, direkt dem Hauptdolomit aufliegend, jene auch aus andern Teilen Graubündens bekannte Breccie, die aus Triasdolomit und rotem Liaskalk zu bestehen pflegt und aus dem Plessurgebirge, aus dem Ober- und Unterengadin schon mehrfach beschrieben wurde. Auch hellgelbe und hellrote, crinoidenreiche Kalke sind vorhanden. Roten Liaskalk fand schon *Diener* auf der Nordseite des Piz Michel. Man findet ihn auch an andern Orten. Makroskopisch und mikroskopisch ist er nicht zu unterscheiden von dem roten Liaskalk vom Wege nach Sanaspans in *Hoeks* unterer ostalpinen Decke des Plessurgebirges. Die roten Liaskalke führen zahlreiche Foraminiferen, ferner Crinoiden. Rote und grünliche kalkige Schiefer, wie sie *Zöppritz* von der Gualdauna beschreibt, finden sich am Conterser Stein zwischen Tiefencastel und Conters. Herabgefallene Stücke liegen an der Strasse bei Punkt 1139.2 der Siegfriedkarte (Blatt Savognin). Rötlichgraue Kalke mit Belemniten und Crinoiden findet man auf der Nordseite der Zavretta (östlich Preda).

Die bis jetzt genannten Liashorizonte spielen eine mehr untergeordnete Rolle. In ganz überwiegendem Masse ist der Lias in der Fazies der Allgäuschiefer ausgebildet. Kalke, Mergel, ferner kalkige Mergelschiefer und tonige Schiefer wechseln miteinander ab. Dabei scheinen die kalkigen Varietäten mehr in den ältern, die tonigen mehr in den jüngern Horizonten vertreten zu sein. Manche Lagen sind kieselig. Förmliche Hornsteinlagen sind nicht selten. Die Kalkschiefer enthalten häufig Belemniten. Als gute Fundpunkte möchte ich erwähnen: den Westgrat des Piz Uertsch (Punkt 3114 der Siegfriedkarte), die Nordseite des Zavrettatales, den altbekannten Fossilpunkt an der Strasse südlich Bergün (Stern auf Blatt XV), das Schaftal nördlich des Piz Michel, den Nordwestgrat desselben Berges; an dem letztgenannten Orte fand ich auch zerdrückte Ammoniten, Arieten? Ein Ammonit, der im Schutte westlich unterhalb des Grates gefunden wurde und wahrscheinlich der gleichen Stelle entstammt, liegt im rhätischen Museum in Chur.

Den Schiefern sind feinkörnige Breccienbänke mit Dolomitkomponenten und Crinoidenresten eingelagert. Die Breccien erlangen zuweilen eine bedeutende Mächtigkeit. Diese Liasbreccie findet sich in beträchtlicher Mächtigkeit auf Sagliains in der Val Tsch. Die Komponenten der Breccie erreichen hier einen Durchmesser von einem bis zu mehreren Centimetern. Es sind hauptsächlich Triasdolomite und -kalke. Seltener sind Rhätkomponenten. Ähnliche grobe Breccien trifft man in grösserer Verbreitung auch im Aelagebiet selber, so in der Val Spadlatscha südwestlich Prosutt, auf der Westseite der Motta Palousa, am Piz Toissa. Diese groben Breccien stimmen ihrem Aussehen nach durchaus überein mit sedimentären Liasbreccien vom Aroser Weisshorn und mit der Hornfluh-Chablaisbreccie.

Der Malm ist vertreten durch helle Aptychenkalke. Solche finden sich nach *Zöppritz* an der Fuorcla Pischa (südlich Piz Kesch). Weiter im Westen sah ich sie bis jetzt noch nirgends.

Einen Überblick über die komplizierten tektonischen Verhältnisse der Aeladecke geben die Profile der Tafel III.

Auf einige wenige tektonische Einzelheiten möchte ich besonders hinweisen. Wenn wir das gegen Norden gerichtete Triasgewölbe der Gipfelpartien der Aelagruppe und der Uertschkette in den verschiedenen Schnitten miteinander vergleichen, gelangen wir zur Annahme grosser Mächtigkeitsschwankungen innerhalb der Aeladecke. Als imponierende Masse tritt uns das Gewölbe am Aela selber entgegen (Prof. 7). Gegen Westen und namentlich gegen Osten nimmt es an Mächtigkeit rasch ab. Am Westgipfel des Uertsch (Punkt 3114 des Profils 3) beträgt die Mächtigkeit nur mehr einen kleinen Bruchteil von derjenigen des Aela, und mit dem Uertsch selber scheint die Trias der Aeladecke zwischen den ihr zugehörigen Liasschiefern und den Liasschiefern der Albuladecke vollständig auszukeilen, so dass östlich des Piz Uertsch Liasschiefer der beiden Decken längs einer Überschiebungsfläche ohne Zwischenschaltung älterer Gesteine direkt aufeinander zu liegen kommen (Prof. 1 und 2). Neuschnee und Lawinengefahr verhinderten mich leider letzten Herbst, dieser interessanten Frage genauer nachzugehen.

Besonderes Interesse verdient auch das Profil 6, das den Zusammenhang der Trias des Rugnuxgipfels mit dem Dolomitgewölbe des Bergünerteins zeigen soll. Von Osten her, etwa aus

der Val Tisch, lässt sich beobachten, wie die obersten Dolomitplatten des Rugnux dadains vom Gipfel des Berges erst nach Norden sich senken auf etwa 2000 m Höhe, dann umbiegen und in den gegen Osten gekehrten Abstürzen über flach gelagerten Kössenerschichten und Liasschiefern nach Süden ziehen bis oberhalb des Rugnuxtunnels der Albulabahn, um endlich, mit Kössenerschichten kräftige, gedrungene Falten bildend, in die Tiefe zu steigen und unter dem Talgrunde zu verschwinden. Die Liasschiefer des Muldenkerns der Falte lassen sich ohne Unterbruch von Süden über God d'Isas und God Zinols verfolgen bis an die Ovel d'Urmina. Unter Lias- und Kössenerschichten tauchen dort auch die Triasdolomite wieder auf. Sie bilden den Bergünenstein. Am Stein selber (Il Crap, Prof. 6) liegt der Dolomit bloss. Auf der Ostseite des Tales trägt er die Kössenerschichten und Liasschiefer der Terrasse von Latsch.

Das Gewölbe des Rugnuxgipfels und der Teil der Aeladecke, der aus der unter diesem Gewölbe liegenden Hauptmulde zum Bergünenstein hinausführt, lassen sich bis an den Westrand der Aelagruppe verfolgen. Gegen Westen wird die Mulde immer enger, der unter der Mulde gegen Norden vorstossende, intensiv gefaltete Teil der Aeladecke immer schwächer; in den westlichen Teilen der Gruppe ist er völlig in Linsen auseinandergezogen.

Auf der dem Oberhalbstein zugekehrten Seite der Aelagruppe wird die Unterlage der Aeladecke sichtbar. Es sind die Radiolarite, bunten Schiefer, Serpentine der rhätischen Decke (vergl. S. 10). Nach Süden, um die Westabstürze des Piz Michel herum, treten sie in Verbindung mit den gleichartigen Gesteinen auf der Südseite des Tinzenhorns und des Piz d'Aela. Von hier verfolgen wir die grauen und roten Schiefer durch Rots (Prof. 6) hinunter ins Tal der Albula, wo sie bei Punt ota den Fluss queren. Östlich der Brücke streichen sie hinein in die Schutthalden auf der Südseite des Muot. Im oberen Teile der Zavretta, wo das Liegende der Aeladecke wieder zutage tritt, sind es nicht mehr die bunten Schiefer der rhätischen Decke, sondern die zur ostalpinen Albuladecke gehörigen dunkeln Liasschiefer. Es ist anzunehmen, dass unter diesen Schiefern der Albuladecke die Gesteine der rhätischen Decke nach Osten streichen.

In der Gegend von Foppa (Prof. 9), l'Era (Prof. 10) und der Motta Palousa (Prof. 11) sind die rhätische Decke und die Aeladecke miteinander enge verfaltet. Gesteine der rhätischen Decke stossen nach Norden vor, und wie um den Kern eines liegenden Gewölbes herum verbinden sich die der rhätischen Decke aufliegenden Teile der Aeladecke mit den in verkehrter Lagerung unter ihr liegenden.

An der Motta Palousa (Prof. 11) streichen die unter der rhätischen Decke liegenden Triasdolomite der Aeladecke nach Süden, biegen dann in die Tiefe zur Julia, erheben sich aber, in Linsen zerrissen, noch einmal gegen den Grat, der von der Motta gegen Tiefencastel hinunterzieht.

γ. Suraver Zwischendecke.

Zwischen die Aeladecke und die im Norden ihr vor- und aufgelagerte Silvrettadecke schieben sich an einigen Stellen noch Reste einer dritten zu den Bergünener Decken zu zählenden Decke ein, die ich Suraver Zwischendecke nenne.

Zu dieser gehört u. a. eine südwestlich der Suraver Maiensässe (vergl. Siegfriedblatt Savognin). gelegene Dolomitmasse. Sie steigt nach Süden auf in den Kamm Tiefencastel—Motta Palousa. Weitere Reste der Decke, Triasdolomit und Rauhwacke, finden wir in einer langen Trockenrinne, die etwa 500 m westnordwestlich von den Hütten der Alp Tiefencastel beginnt und nach NNO in die Val Gronda hinunterführt (Blatt Savognin). Solche Einklemmungen liegen auch in den steilen Hängen über dem God digl Bogn (Prof. 9), in bedeutendern Massen dann im Schaftobel, wo von Punkt 1534 eine Trockenrinne gegen Plan da Pei hinaufführt (Prof. 8). Im unteren Teile der Rinne finden wir zwischen Liasschiefern der Aeladecke und Verrucano der Silvrettadecke Rauhwacke und Dolomit, höher oben Rauhwacke und typische Kössenerschichten und Liasbreccien.

Gleichfalls in die Suraver Zwischendecke zu stellen sind jene gelben Rauhwacken und hellen Dolomitklötze, die nördlich Punkt 2444 (Prof. 11), an der Furcletta dafora (Prof. 10), an der

Furcletta davains (Prof. 9) und auf der Westseite des Piz Cuolmet (Prof. 8) den Liasschiefern der Aeladecke teils aufgelagert sind, teils förmlich in sie eingewickelt erscheinen.

Am Nordgrate des Piz Cuolmet (Prof. 8) stecken auch rote Verrucanokonglomerate in den Liasschiefern, die ich aber nicht der Suraver Zwischendecke zurechne, sondern als eingeklemmte Teile der Silvrettadecke betrachte.

Westlich der Julia liegt als isolierte Klippe der Piz Toissa den Grünschiefern der rhätischen Decke auf. Rauhwacke, Triasdolomit, Kössenerschichten, Liasschiefer und typische Liasbreccien setzen diese eigenartige, landschaftlich so auffällige ostalpine Klippe zusammen. Auf Grund stratigraphischer Erscheinungen muss sie der Aeladecke oder der Suraver Zwischendecke angehören.

b) Die Errdecke.

Die Errdecke zeigt den Bau einer Deckfalte. Im Kerne dieser Deckfalte liegen die Granite der Gipfelpartie der Errgruppe im engeren Sinne und die von dieser Gruppe aus zu beiden der Val Bever gegen Bevers und Ponte streichenden Granitketten des Piz Ot und der Giumels. Tektonisch gleich zu stellen wie diese gewaltigen Granitmassen sind die isolierten kleinen Schollen von Granit auf Falò, auf dem Piz Val lunga und des Kopfes Punkt 2922 nördlich davon (Blatt Savognin).

Im hangenden Schenkel der Errdecke liegen in normaler Folge Verrucano, Trias und Lias. Als zusammenhängende Serie sind diese Gesteine auf der Südseite des Errgebirges erhalten. Hierher gehören der mächtige grüne Verrucano der Cima da Flex, des Piz d'Agnelli, des Piz Suvretta, und der diesen Verrucanomassen aufliegende Trias-Liaszug, der vom Piz Bardella über den Suvrettapass zum Piz Padella bei Samaden streicht (Blatt XX).

Einen Schnitt durch diesen Sedimentzug habe ich dargestellt auf Profil 6 der Tafel III. Auf dem Verrucano des Piz Suvretta liegen Rauhwacke, Triasdolomit und die bekannte polygene Liasbreccie des Suvrettapasses, die schon vielfach beschrieben wurde. Westlich unterhalb des Passes schieben sich zwischen Triasdolomite und Liasbreccien dunkle Kössenerkalke und helle, spätige, belemnitenführende Liaskalke ein.

Diese Horizonte, die wir im Profile des Suvrettapasses beobachten, lassen sich nach Westen verfolgen zum Piz Bardella. Die Kössenerschichten führen auf der Südseite des Corn Alv reichliche, jedoch nicht bestimmbare Fossilien. In grauen, spätigen Liaskalken fand ich Belemniten auf der Südseite von Punkt 2834 der Siegfriedkarte (Blatt Bivio), ferner im Osten und Süden des Corn Alv und in der Val d'Agnelli. Ausser Belemniten führen die grauen Kalke auch Crinoiden. Stellenweise häufen sich diese so an, dass sie förmlich eine Crinoidenbreccie bilden. Mehr vereinzelte Stielglieder eines grossen, leider unbestimmbaren Crinoiden findet man hauptsächlich in einem dunkeln, rostig anwitternden Kalke. In dunkeln Liasschiefern, die diese Kalke überlagern, findet man die für die ostalpinen Liasfleckenmergel so charakteristischen Algenabdrücke.

Zwischen dem Piz Bardella und dem Suvrettapass bilden die Trias- und Liashorizonte zunächst eine mit geringer Neigung nach Süden abfallende Tafel. Südlich dieser ruhig gelagerten Zone bilden sich Schuppen und Falten heraus.

Bedeutende tektonische Komplikationen sind auch vorhanden in der vom Suvrettapass gegen Nordosten zum Piz Padella streichenden Fortsetzung des Sedimentzuges. Nur auf Grund einer genauen Detailuntersuchung wäre hier Klarheit zu erlangen.

Mit dem Sedimentzuge des Piz Bardella und dem Verrucano der Cima da Flix sind gleichfalls in den hangenden Schenkel der Errdecke zu stellen einige aus Trias und Verrucano bestehende Schollen, die nördlich der Val Bever den Errgraniten aufliegen.

Schon *Theobald* waren einige dieser Relikte bekannt. Auf Blatt XV verzeichnet er solche auf den Punkten 3281, 3084, sodann in einem längern, von Punkt 3049 über Punkt 2921 nach Osten streichenden Zuge. Allzu schematisch aber hat *Theobald* diese dem Errgranit aufliegenden Sedimentmassen untereinander und namentlich zu Unrecht mit solchen sedimentären Gesteinen verbunden, die unter dem Errgranite liegen.

So wäre unter anderm nach *Theobalds* Darstellung auf Blatt XV anzunehmen, dass die Trias auf Punkt 3069 gegen Norden in Verbindung stehe mit dem Sedimentkeile auf der Ostseite der Alp Mulix, ferner die Trias auf Punkt 3084 mit Sedimenten auf der Westseite derselben. Derartige Verbindungen existieren nicht. Die Granite von Punkt 2733 (östlich Mulix) stehen durch den Hintergrund der Val Mulix in direktem Zusammenhange mit den Graniten von Punkt 2781 (westlich Mulix). Unter diesen Granitmassen, die dem Kerne der Errdecke angehören, liegen die Sedimentstreifen zu beiden Seiten der Val Mulix, dem verkehrten Mittelschenkel der Errdecke entsprechend.

Auch die Darstellung auf Blatt XX, dass von Punkt 3281 (östlich des Piz d'Err) ein Band von Trias und Verrucano, dem Errgletscher folgend, in die Val Bever hinunterstreiche und dann aus dieser nach Süden aufsteige in den Piz Tanter ovas und auf Punkt 3203, ist unrichtig. Zwischen die Trias auf den Höhen 3281 und 3203 und die Trias in der Tiefe der Val Bever schiebt sich eine mächtige Masse von Granit ein, die vom Piz d'Err, südlich an Punkt 3281 vorbei, nach Osten streicht in die Beverser Alpen, dort den Bach überschreitet und auf der Südseite des Tales, über Punkt 3006, Punkt 3237, Piz Tanter ovas wieder in den Err zurückkehrt. Über diese Granitmasse weg, die im Kern der Errdecke liegt, verbanden sich einst die Sedimente der Höhen 3281 und 3203, unter ihr, in einem Fenster, liegen Trias und Lias der Val Bever, dem Mittelschenkel angehörend.

Dieses Fenster in der hintern Val Bever (vergl. Prof. 6 und 7, Taf. III, Prof. 3 bis 6, Taf. IV) ist nicht einheitlich, sondern zweigeteilt.

Von den Hütten der Beverser Alpen talaufwärts steigend, sehen wir am Bache erst Rauhwacke und Triasdolomit unter den Graniten auftauchen (Prof. 3, Taf. IV). Am südseitigen Hange bemerken wir taleinwärts auch Liasschiefer und Liaskalk, die gegen Osten unter Granite einfallen (Prof. 4, Taf. IV). Die Grenzlinie zwischen Sedimenten und darüber liegenden Graniten verläuft nach Süden gegen die Zunge des von Piz Suvretta herunterfliessenden Gletschers. Hier finden wir auch fossilführende Kössenerschichten und westlich des Baches mächtige Triasdolomite (Prof. 6, Taf. IV). Diese letztern fallen auf der linken Seite des Gletscherbaches nach Westen ein unter die Granite des Piz Trenter ovas (Tanter ovas Bl. XX). Die Granite dieses Berges steigen nach Norden ab bis zum Bache, der vom Errgletscher herunterkommt. Sie überschreiten ihn und verbinden sich über Picuogl (Blatt Bivio) mit Graniten der Nordseite des Tales und schliessen so den vordern Teil des Beverser Fensters gegen Westen ab.

Westlich des Picuogl tritt die sedimentäre Unterlage des Granits noch einmal zutage (Prof. 5, Taf. IV). Wir finden hier Liaskalk, Liasschiefer und polygene Liasbreccien¹⁾. Grauer, spätiger Liaskalk findet sich unmittelbar südlich der Jürg Jenatsch-Hütte des S. A. C. (Prof. 7, Taf. III; Prof. 5, Taf. IV). Dieser Kalk führt Belemniten und Crinoidenreste. Namentlich fossilreich ist er etwas westlich der Hütte im jetzt aporn Bette des einst viel grössern Errgletschers. Wie im Zuge des Piz Bardella liegen auch hier Stielglieder eines grossen Pentacriniten in einem dunkeln, gelbbraun anwitternden Kalke. Unter dem Liaskalk liegen bei der Klubhütte dunkle, dünnplattige, griffelig zerfallende Liasschiefer, eigentliche Dachschiefer. Diese Schiefer enthalten in den Hängen nördlich der Hütte Breccienlagen. Gegen Nordwesten erlangen diese Einlagerungen immer grössere Bedeutung. Etwa 2 km nordwestlich der Klubhütte, am Ende des Felsbandes, das die Zunge des Errgletschers auf der Nordseite begleitet, stehen wir vor einer mindestens 30 m mächtigen groben Breccie, die hauptsächlich aus Triasdolomiten und Kalken besteht, untergeordnet aber auch Brocken kristalliner Gesteine führt (Prof. 7, Taf. III; Prof. 4, Taf. IV).

Die Gesteine des Beverser Fensters stechen nach Westen hinein unter die Masse von Granit und Gneiss des Piz Trenter ovas, des Piz Picuogl, des Piz Calderas. Auf der dem Oberhalbstein zugekehrten Westseite der Gruppe treten sie unter dem Piz d'Agnelli, der Cima da Flix, dem Piz Calderas und dem Piz d'Err wieder zutage (Prof. 3—6, Taf. IV). Sie ordnen sich hier zu einer langen Zone an, die zuweilen deutlich eine umgekehrte Schichtfolge erkennen lässt (Prof. 8, Taf. III).

¹⁾ Herr Prof. *Paulcke* in Karlsruhe hat mich zuerst auf diese Breccien aufmerksam gemacht. Ich bin ihm hierfür dankbar.

Von oben nach unten folgen sich z. B. am Malpass (Prof. 5, Taf. IV) Verrucano, Rauhwacke, Triasdolomit, Liaskalk und Liasbreccien. Meistens freilich ist der ursprüngliche Schichtenverband gelöst. Es hält dann schwer, die Gesteine des Mittelschenkels der Errdecke zu trennen von Gesteinen tieferer Serien. Die dem verkehrt gelagerten Mittelschenkel der Errdecke angehörenden Gesteine entsprechen etwa dem obersten Teile des langen Triasbandes, das nach den Blättern XX und XV auf der Westseite der Errgruppe unter dem Verrucano der Cima da Flix und den Graniten des Piz d'Err nach Norden zieht, bei Punkt 2688 den Nordgrat dieses Berges überschreitet und dann nach Osten sich senkt in den hintern Teil der Alp Err.

In den Castellins am Nordgrate des Piz d'Err (Prof. 8, Taf. III) ist die verkehrte Schichtfolge der Errdecke stark aufgefaltet. Punkt 3140 besteht hauptsächlich aus der Liasbreccie, Punkt 3008 aus Triasdolomit, die Einsattelung zwischen ihnen aus den von unten heraufstehenden, dunkeln Liasschiefern.

Dem gleichen von unten aufsteigenden falschen Gewölbe wie bei Castellins begegnen wir auch auf der Ostseite der Alp Err bei Punkt 2874 im Südgrate des Piz Bleis Martscha. Über die leicht verwitterbaren, intensiv schwarzen Liasschiefer führt dort ein Übergang aus der Alp Err ins Tal der Ova da Mulix. Östlich dieser Passlücke schliessen sich die Granite über den nach Osten sich senkenden Sedimenten zusammen zu einer einheitlichen Masse. Von der Passlücke Punkt 2874 (Prof. 7, Taf. III) lassen sich die Triasdolomite und Liasbreccien unter den Graniten des Piz Bleis Martscha nach Norden verfolgen bis in die Scharte Punkt 2988. Unter den Liasbreccien dieser verkehrten Schichtfolge liegen dunkle Schiefer, welche Fucoiden führen.

Von der Scharte Punkt 2988 steigen Triasdolomit und Liasbreccien nach Osten hinunter in den Felskopf über Punkt 2284 der Siegfriedkarte (Blatt Savognin). Hier (Prof. 6, Taf. III) führen die Liasbreccien der Errdecke viele kristalline Komponenten, darunter Gneisse, Glimmerschiefer, aber keinen Juliergranit. Es ist petrographisch genau dieselbe Breccie, wie sie am Piz Bardella und am Suvrettapass zu finden ist. Über der Breccie liegen in verkehrter Folge Trias, Verrucano und Granit der Errdecke, unter der Breccie grüner Verrucano und gegen die Alp Mulix zu auch Granit der Albuladecke (vergl. S. 14).

Östlich der Alp Mulix finden sich in der verkehrten Schichtfolge der Errdecke ausser Triasdolomit und liasischen Schiefern und Breccien auch Kössenerkalke und Liaskalk mit Belemniten. Der Liaskalk ist zum Teil rötlich und typischer Steinsbergkalk. Rote Liasschiefer von hier sind nicht zu unterscheiden von Gesteinen, die ich im Lias von Foil Cotschen in *Hoeks* unterer ostalpinen Decke des Plessurgebirges geschlagen habe. Alle diese Schichten sind gut aufgeschlossen am Hange südöstlich der Alp Mulix, wo *Theobald* (Blatt XV) Muschelkalk (Mc) eingezeichnet hat.

Über Murtel trigt (Siegfriedblatt Nr. 427, Bevers) streicht die der Errdecke angehörende verkehrte Schichtfolge nach Osten in den Nordgrat des Piz Palpuogna (Prof. 5, Taf. III). Auf der Ostseite dieses Berges ist sie zunächst in Linsen zerrissen. Dann scheint sie, soweit ich dies bei der Durchkletterung der Osthänge des Piz Palpuogna bis jetzt zu konstatieren vermochte, auf längerer Strecke vollständig auszukeilen, so dass die Granite der Errdecke und die Granite der Albuladecke längs einer Überschiebungsfäche sich direkt berühren. Dolomite, die dem Mittelschenkel der Errdecke entsprechen könnten, finden sich wieder auf der Nordseite des Piz Giumels (Prof. 3, Taf. III). Triasdolomit, Liasbreccie und Liasschiefer, die tektonisch gleich zu deuten wären, sind vorhanden auf der Nordseite der Crasta mora (Prof. 2, Taf. III).

Auf der ganzen, mehr als 10 km langen Strecke zwischen dem Piz Bleis Martscha und der Gegend von Ponte sehen wir den in bald grösserer, bald geringerer Mächtigkeit erhaltenen Mittelschenkel der Errdecke nach Süden einfallen, mit schwacher Neigung im Westen, mit starker im Osten. In den Horizont dieses Mittelschenkels gehört möglicherweise auch jener Fetzen von Liasmergeln, den man beim Bau des Albulatunnels mitten in den Graniten antraf, und der die Granite der Errdecke von Graniten tieferer Decken trennt. Indessen ist sehr wohl auch möglich, dass dieser Lias ursprünglich nicht der Errdecke, sondern einer tiefern Decke, z. B. der Albuladecke, angehöre.

Zwischen der Errdecke und der rhätischen Decke liegen im Errgebirge auf langen Strecken Gesteine, die mit der Errdecke noch zum ostalpinen System zu rechnen sind, ihr gegenüber aber doch eine gewisse Selbständigkeit behaupten.

Nach der Darstellung auf den Blättern XX und XV kann ein solcher zwischen die Errdecke und die rhätische Decke eingeschalteter Zug von Granit, Verrucano und Trias vom Piz Cugnets über Malpass verfolgt werden bis in die Ochsenalp und in den Hintergrund der Alp Err. Ich fand in diesem Zuge Errgranit, Gneiss, grünen Verrucano, helle Quarzite, Rauhwacken, Triasdolomite, Liasschiefer, Liaskalk mit Crinoiden. Selten lässt sich eine einigermaßen vollständige Schichtfolge rekonstruieren. Man erhält vielmehr den Eindruck, als ob alle Schichten durch eine gewaltige Kraft aus dem ehemaligen Verbande gerissen und hier als Linsen und Schuppen in regellosem, rein zufälligem Übereinander erhalten geblieben seien — typische Gleitbrettstruktur (vergl. *Spitz*, 49, 285 ff.). Eine ganz schematische Darstellung dieser im Detail ausserordentlich komplizierten Verhältnisse geben die Prof. 2 bis 7, Taf. IV, und Prof. 8, Taf. III.

Diese Zone von Gleitbrettern, deren Komponenten auf kurzen Strecken anschwellen, wieder abnehmen und mitunter sich vollständig verlieren, ist auch als Ganzes von rasch wechselnder Mächtigkeit. Auf der Nordwestseite des Piz d'Err misst sie mehrere hundert Meter. Von hier nimmt sie nach Süden gegen die Cima da Flex und in gleicher Weise nach Osten gegen die Val d'Err rasch ab. Auf der Ostseite der Val d'Err, im Nordgrate des Piz Bleis Martscha, ist sie völlig ausgequetscht. In der Scharte nördlich Punkt 2988 liegen die Dolomite des Mittelschenkels der Errdecke, ohne Zwischenlagerung anderer Gesteine, direkt auf den bunten Schiefern der rhätischen Decke (Prof. 7, Taf. III, Prof. 1, Taf. IV).

Wenig östlich von der Scharte nördlich Punkt 2988, auf der Nordseite des Piz Mulix, schieben sich von neuem Granite und Verrucano ein zwischen den Mittelschenkel der Errdecke (vergl. S. 19) und die rhätische Decke. Es sind dies Granite, die wir oben als zum kristallinen Kern der Albuladecke gehörig erkennen konnten (Prof. 6, Taf. III; Prof. 1, Taf. IV). Zwischen den Gesteinen der Albuladecke und denjenigen der Errdecke liegen östlich des Albulapasses (Prof. 2 und 3, Taf. III) noch weitere Serien von Gneiss, Granit und Sedimenten. Auch diese fallen nach Süden ein unter die Errdecke. In diesen die Errdecke unterteufenden Serien, die Albuladecke inbegriffen, in *Zöppritz* „Maduleiner Faltenzügen“, sehe ich das tektonische Äquivalent jener Zone von Gleitbrettern, die auf der Westseite des Errgebirges die Errdecke unterlagern und als Schubmassen der rhätischen Decke aufliegen.

Ich habe längere Zeit an die Möglichkeit gedacht, dass in den im Errgebirge zwischen der Errdecke und der rhätischen Decke gelegenen Deckenresten auch die südliche Fortsetzung der Aeladecke und der Suraver Zwischendecke zu suchen sei. Heute halte ich für wahrscheinlicher, dass die Aeladecke und die Suraver Zwischendecke mit einer über der Errdecke liegenden Decke, etwa mit der Julier-Berninadecke (vgl. unten), in Verbindung zu bringen seien. Mit der Errdecke verbinde ich sie hauptsächlich deshalb nicht, weil die Liasbreccie der Errdecke überall kristalline Komponenten führt, solche aber in der Liasbreccie der Aeladecke und der Suraver Zwischendecke durchaus zu fehlen scheinen, und weil im weitem auch die Entwicklung der Triashorizonte nicht vollständig übereinstimmt.

* * *

Nun wollen wir die Errdecke gegen Südwesten und Süden weiter verfolgen.

Schon *Theobald* hat erkannt, dass die Verrucanomassen der Cima da Flix gegen Südwesten zum Teil ihre konglomeratische Natur verlieren und in grüne Gesteine übergehen. Als in den Verrucano zu stellende grüne Gesteine betrachtet er diejenigen des Piz Barscheng (Blatt XX). Mit Recht stellt *Theobald* diese Gesteine als ältere Grünschiefer jenen gegenüber, die mit Serpentin vergesellschaftet und jünger sind. Solchen jüngern Grünschiefern, wie sie von Molins her gegen Stalla aufsteigen, liegen die alten Grünschiefer des Piz Barscheng als Überschiebungsmasse auf. Jene gehören hier in die rhätische, diese in die ostalpine Decke. Dieselben alten, grünen Gesteine, wie am Piz Barscheng, sind auch auf der gegenüberliegenden Seite des

Juliales vorhanden, am Piz Scalotta. Ausser grünem und konglomeratisch ausgebildetem Verrucano finden wir hier auch Triasdolomit, Triaskalk, graue, möglicherweise liasische Kalkschiefer und eine Breccie, die vorwiegend aus Triasdolomiten und -kalken, untergeordnet auch kristallinen Bruchstücken besteht. Diese Gesteine bilden zwei bis drei übereinander liegende Serien. Zuoberst liegen Gesteine, die petrographisch und tektonisch dem Verrucano der Cima da Flex und den Grünschiefern des Piz Barscheng, also der Errdecke entsprechen, darunter andere, die als Ganzes den im östlichen Oberhalbstein unter der Errdecke liegenden Schubfetzen gleichgesetzt werden können. Die Ausdehnung der ostalpinen Klippe des Piz Scalottas deckt sich im kartographischen Gebiete ungefähr mit dem Gebiete, das *Theobald* auf Blatt XX seinen „glimmerschieferähnlichen Bündnerschiefern“ und Marmoren des Piz Scalotta zuschreibt.

Über die Julierstrasse weg setzen die grünen Gesteine des Piz Barscheng und die Sedimentzone des Piz Bardella nach Südwesten fort in die nördlichen Vorberge der Gravasalvaskette. Ich vermute, dass auch noch weiter im Südwesten, in der Gegend von Pian Canfer und am Lungghinpass, zwischen den Serpentinien der rhätischen Decke und der Granitkappe des Gravasalvas noch Schubsplitter der Errdecke und von noch tieferen ostalpinen Decken sich werden nachweisen lassen. Auf diese Frage ist Antwort zu erwarten von den im Zuge befindlichen Untersuchungen des Herrn *Cornelius* (Zürich).

In der Gegend südlich des Silser Sees sind, soweit sich dies aus den vorliegenden spärlichen Berichten entnehmen lässt, die Errdecke und tiefere ostalpine Decken nicht mehr oder nur als geringmächtige Schubfetzen vorhanden.

e. Die Julier-Berninadecke.

Zur Julier-Berninadecke rechne ich die Granitmasse Piz Julier, Piz Lagrev, die Granitkappe des Piz Gravasalvas, die aus Graniten, Dioriten, Syeniten und Gneissen sich aufbauende Berninamasse östlich der Linie Surlej—Piz Tremoggia.

Auch diese Decke scheint mir als Deckfalte betrachtet werden zu müssen. In ihrem Kerne liegen die genannten gewaltigen, altkristallinen Massen des Julier- und Berninagebirges. In den Mittelschenkel möchte ich gewisse Verrucano- und Triasmassen stellen, die den Nordrand des Juliermassives begleiten. Den Gewölbeschenkel bildet die Sedimentzone des Piz Alv an der Berninastrasse.

* * *

Über der Sedimentzone des Piz Alv liegt mit teilweise noch erhaltenem Mittelschenkel eine noch höhere Decke, die Decke des Piz Languard (vergl. *Blösch*, 6, 76). Diese umfasst die Gneisskette Piz Languard—Piz Muraigl, weiter nordöstlich auch den Piz Vadret. Vom Pontresinatal senkt sich diese Decke zunächst gegen Osten; aber schon vor dem Munt Müsella steigt sie wieder auf. Nach *Zöppritz'* Karte scheint sie weiter östlich auch die Masse des Piz Väuiglia zu umfassen. Mit dieser ist sie wahrscheinlich schon in die Silvrettadecke, also in die obere ostalpine Decke, zu stellen.

D. Deutung der Graubündner Aufbruchzone als Mischungszone.

Die Julierdecke, die Errdecke und die Bergüner Decken bilden in Südgraubünden zusammen einen grossen Deckenkomplex, die untere ostalpine Decke, die höher liegt als die rhätische, aber tiefer als die obere ostalpine oder Silvrettadecke. Teile der untern ostalpinen Decken sind von Süden her unter den Gesteinen der obern ostalpinen Decke weit nach Norden verschleppt worden. Im Plessurgebirge und im Rhätikon treten sie am Erosionsrande der obern ostalpinen Decke zutage als eine Zone von Schubfetzen, oft enge vermischt mit Gesteinen der rhätischen Decke.

Als mitgeführte Schollen der untern ostalpinen Decke Südgraubündens betrachte ich jene Schuppen von Trias und Lias, die im Plessurgebirge oberhalb Crons, bei Foil Cotschen,

auf einer Strecke von etwa 4 km die Silvrettadecke unterlagern und im Parpaner Weisshorn unter den Gneissen des Rothorns auftauchen (vergl. Taf. I; Taf. II, Prof. 1). Gelbe Rauhwacken, Triasdolomite, Kössenerschichten, rote und gelbe Liaskalke und Liasschiefer, grobe und feine Liasbreccien, wie sie am Parpaner Weisshorn und bei Crons auftreten, findet man auch in den untern ostalpinen Decken Südgraubündens. Oberjurassische Radiolarite, wie sie am Parpaner Weisshorn am Aufbau der Schuppen sich beteiligen, sind dem Oberengadin auch nicht fremd. Welcher von den untern ostalpinen Decken Südgraubündens nun aber diese Schuppen im speziellen entsprechen, ist einstweilen nicht zu entscheiden.

Als Abkömmlinge der untern ostalpinen Decke betrachte ich ferner die Dolomite, Kössenerschichten und Liasbreccien des Arosers Weisshorns. Polygene Liasbreccien, wie ich sie hier geschlagen habe, stimmen in ihrem ganzen Habitus und in ihrer Zusammensetzung durchaus überein mit Liasbreccien aus dem hangenden und aus dem liegenden Schenkel der Errdecke.

Dieselben ostalpinen Gesteine, wie sie am Arosers Weisshorn als zusammenhängende Masse auftreten, findet man wenig weiter südlich am Plattenhorn mit Serpentin und andern Gesteinen der rhätischen Decke zu einer Quetschmasse zusammengeschweisst. Hier und in andern Teilen der Gegend von Arosa, in Steinmanns „Arosers Aufbruchzone“, sind Gesteine der rhätischen Decke und der untern ostalpinen Decken so enge miteinander vergesellschaftet, dass man sich meistens vergebens bemüht, irgend eine Gesetzmässigkeit in der Reihenfolge der Horizonte zu erkennen. Das tektonische Durcheinander der Gegend um Arosa ist einstweilen am besten als eine Mischungszone von Gesteinen der rhätischen Decke mit Gesteinen der untern ostalpinen Decken zu bezeichnen (vergl. Taf. I und Taf. II, Prof. 1).

Die aus Gesteinen der rhätischen Decke und der untern ostalpinen Decken zusammengesetzte Mischungszone setzt, wie ein Blick auf Blatt XV dies erkennen lässt, mit immer gleich bleibenden Merkmalen nach Osten fort ins Casannagebirge und nach Klosters.

Im Casannagebirge erlangen namentlich die basischen Eruptiva der rhätischen Decke eine grosse Verbreitung. Ich erinnere nur an die ausgedehnten Serpentinmassen der Totalp. Aber auch Triasdolomite, rote Liaskalke mit Belemniten, Liasbreccien mit aufgearbeitetem Kössenermaterial und kristallinen Komponenten, welche Horizonte sehr wohl die untere ostalpine Decke vertreten können, sind aus dieser Gegend bekannt geworden. Im Detail ist das Casannagebirge noch wenig erforscht.

Während nun im weitem nach Theobalds Darstellung angenommen werden könnte, dass nördlich Klosters relativ einfache Verhältnisse sich einstellen würden, ist v. Seydlitz' Mitteilungen über diese Gebiete zu entnehmen, dass die gleiche mannigfaltige Gesteinsvergesellschaftung, wie sie im Plessur- und Casannagebirge sich findet, von Klosters aus nach Norden sich verfolgen lässt ins Partnun und von dort gegen Westen auf die Südseite der Scesaplana. Dieselben Gesteine treten nach v. Seydlitz auch noch weiter im Norden zutage in Fenstern unter dem Vorarlberger Triasgebirge (48).

v. Seydlitz hat den Gebirgsbau zwischen Klosters und der Scesaplana mit Zugrundelegung des Steinmannschen Deckenschemas zu erklären versucht. Wie an andern Orten, so müssten demnach auch hier im allgemeinen übereinander folgen: Klippendecke, darauf Brecciendecke, darauf rhätische Decke, darauf ostalpine Decke.

Nun sind aber im Rhätikon, soweit sich dies aus v. Seydlitz' Profilen entnehmen lässt, an keiner einzigen Stelle die Decken in dieser Reihenfolge einwandfrei übereinander zu beobachten. Entweder fehlen einzelne Decken überhaupt oder, wo alle vorhanden sein sollen, sind sie durcheinander gestochen. Namentlich wechselvolle Beziehungen bestehen zwischen der Brecciendecke und der rhätischen Decke in v. Seydlitz' Gebiet. Bald nämlich überlagert die rhätische Decke die Brecciendecke, so wie es dem Schema entspricht, bald aber auch liegt die Brecciendecke über der rhätischen Decke. An andern Orten wieder glaubt man im Gebiete der Brecciezone und der rhätischen Zone „ein vollkommenes Chaos zu durchwandern; denn regelloser können die Schichten anscheinend nicht durcheinander gestossen sein“, wie v. Seydlitz schreibt (46, S. 68). Aber auch

die Tithonkalke der Klippendecke und Gneisse und Triasgesteine der ostalpinen Decke werden stellenweise miteinbezogen in die Schuppen- und Schollenstruktur der Brecciendecke und der rhätischen Decke. Unter diesen Umständen ist der Rhätikon jedenfalls nicht der Ort, wo sich Beweise erbringen lassen dafür, dass die genannten Decken allgemein in der Art sich folgen, wie das *Steinmannsche* Schema es vorsieht¹⁾.

Was im speziellen das tektonische Verhältnis von „Brecciendecke“ und rhätischer Decke anbetrifft, so möchte ich auf Grund der Erfahrungen, die ich in Mittelbünden und Südbünden machen konnte, annehmen, dass die Gesteine der „Brecciendecke“ des Rhätikons als Abkömmlinge einer Decke zu betrachten sind, die nicht tiefer, sondern höher liegt als die rhätische Decke. Die charakteristischen liasischen Breccien der Brecciendecke des Rhätikons sind meines Erachtens als Schubfetzen von untern ostalpinen Decken anzusehen²⁾. Die Mischungszone von Gesteinen der rhätischen Decke und der „Brecciendecke“ des Rhätikons kann deshalb auch als Mischungszone von Gesteinen der rhätischen Decke und der untern, ostalpinen Decken bezeichnet werden. Die Brecciendecke Graubündens gehört mit zum System der über der rhätischen Decke liegenden unteren ostalpinen Decke.

Als Schubschollen von untern ostalpinen Decken fasse ich einen Teil jener Gesteine auf, die *v. Seydlitz'* Mittagsspitzenmulde zusammensetzen (Juliergranit, Triasdolomite etc).

Wie der Sulzfluhkalk der Klippendecke im Verhältnis zur rhätischen Decke zu stellen sei, ist noch unklar. Auf langen Strecken, vom Rhätikon bis ins Plessurgebirge, lässt er sich nach den vorliegenden Angaben als verhältnismässig ruhig gelagerte Zone verfolgen unter dem wirren Durcheinander von Gesteinen der rhätischen Decke und der „Brecciendecke“. Es hat also den Anschein, dass er, wie *Steinmann* und *v. Seydlitz* annehmen, einer Decke angehöre, die tiefer liege als die rhätische Decke. Immerhin darf dabei nicht ausser Acht gelassen werden, erstens dass der Tithonkalk auf der Ostseite der Kirchlispiitzen zu wiederholten Malen auch auftritt mitten zwischen Gesteinen der rhätischen Decke und der „Brecciendecke“, zweitens dass Juliergranite, die nach unserer gegenwärtigen Kenntnis Südgraubündens nur einer über der rhätischen Decke gelegenen ostalpinen Decke angehören, an vielen Stellen unter den Sulzfluhkalken auftreten. Diese Erscheinungen lassen als nicht ganz ausgeschlossen erscheinen, dass der Sulzfluhkalk einer der untern ostalpinen Decken entstammen könnte. Südlicher als im Plessurgebirge wurde Sulzfluhkalk bis jetzt noch nicht gefunden.

Was nun endlich die Deutung der Zone der Falknisbreccie anbetrifft, so möchte ich *Steinmann* und *v. Seydlitz* insoweit beistimmen, dass ich sie als eine über der Decke des Prätigau-flyschs gelegene, einigermassen selbständige Zone betrachte, die im Gebiete des Falknis ihre Hauptentwicklung erlangt, am Südrande des Rhätikons und im Plessurgebirge dagegen nur als Schubfetzen erhalten ist. Mit der Prätigaudecke hat sie den Kreideflysch und die Tristelbreccie gemein. Südlicher als am Gürgaletsch im Plessurgebirge fand ich sie bis jetzt nicht.

E. Vom Piz Tremoggia nach Süden.

Wir haben oben (vgl. S. 11) die Ansicht geäußert, dass die rhätische Decke im Oberengadin vertreten sei durch die Grünschiefer südlich des Silsersees, durch die Marmore und Dolomite, die von hier gegen den Piz Tremoggia aufsteigen und durch die Glimmerschiefer und Gneisse des Fex-

¹⁾ Vgl. *Ampferer, O.*, Verh. K. K. geol. Reichsanstalt 1906, Heft 9, und 1907, Heft 7. *Spitz, A.*, Mitteil. geol. Ges. Wien 1908, I, S. 143.

²⁾ Liasbreccien, die denjenigen des Rhätikons stratigraphisch entsprechen, finden sich allerdings im westlichen Bünden zwar auch in den Schamser Serien, die tiefer liegen als die rhätische Decke. Diese Liasbreccien des Schams können aber bei der uns hier interessierenden Frage nicht herangezogen werden, weil sie tiefer liegen nicht nur als die rhätische Decke, sondern tiefer auch als die Decke des Prätigau-flyschs, die ihrerseits wieder tiefer liegt als alle Decken des Rhätikons.

und Fedoztales. Vom Oberengadin aus wollen wir die rhätische Decke nun weiter nach Süden verfolgen.

1. Malenco, ein Fenster unter der rhätischen Decke.

Ohne Zwischenlagerung anderer Gesteine liegen Gneisse der Berninadecke anscheinend direkt auf den zur rhätischen Decke zu zählenden Dolomiten des Piz Tremoggia (vergl. *Diener*, 9, 14—16). Unter einer Hauptmasse gelber Dolomite sind in tiefern Partien dieses Berges noch eine ganze Anzahl dünner Bänder desselben Gesteins einem dunkeln (Verrucano?) Schiefer eingelagert. Diese tiefern Dolomitbänder ziehen durch den obersten Teil einer nach Süden gekehrten Wand vom Tremoggia hinüber in den Sasso d'Entova (1800 m östlich des Tremoggiapasses, vergl. Siegfriedblatt 521, Bernina). An den Nordhang des Sasso d'Entova lehnt sich die Dolomitmasse an, die die Fortsetzung des mächtigen obersten Dolomites des Piz Tremoggia bildet.

Am Piz Tremoggia, dann auf der Nordseite des Sasso d'Entova bei Punkt 2940 (Siegfriedblatt Bernina) und weiter östlich sieht man die Dolomitmassen nach Nordosten und Norden sich senken unter die Eismassen der Vedretta di Scerscen inferiore. Südlich la Sella, mitten in dem leicht gangbaren Gletscherfelde, fand ich anfangs September 1911 eine Insel des gelben Dolomites herausgeapert.

Jenseits der Zunge des Scerscengletschers streicht das helle Dolomitband weiter. Bald als einzelne Lage, bald gedoppelt, dann auf kurze Strecken vollständig zerrissen, lässt es sich nach Osten verfolgen über Monte Musela und nördlich Alpe Fellaria vorbei bis in die Trias des Monte Bianco und des Corno delle Ruzze.

Eine detaillierte Gliederung der Trias, wie sie *Theobald* in diesen Bergen durchführte, erscheint mir nicht gerechtfertigt. Was hier möglicherweise Triasgesteinen entspricht, sind gelblich-weiße Dolomite, die in lange, teilweise durch Lagen von Sericitschiefern getrennte Züge sich anordnen.

Die hellen Dolomitbänder von le Ruzze setzen nach Osten fort in den Hügel östlich Alpe d'Ur (südwestlich Poschiavo, vergl. *Tarnuzzer*, 59, 62). Auch noch tiefer unten, etwa in der Mitte zwischen Selva und Viale, fand ich sie anstehend.

Mit den Dolomiten des Piz Tremoggia streichen auch die darunter liegenden Fedozgneisse nach Osten bis le Ruzze ¹⁾.

Südlich von le Ruzze liegen die dunkeln Malencoschiefer des Passo di Canciano. Wir finden hier Serpentin und Grünschiefer.

Aus den gleichen Serpentin und Grünschiefern, wie sie am Passo di Canciano sich finden, bestehen weiter westlich Monte Spondaccia, Monte Sasso moro, Monte Fellaria, Monte Nero, ferner ein dunkler Gipfel nördlich Alpe d'Entova und die westlich benachbarten Hänge der Alpe Fora. Auf der ganzen Strecke vom Passo di Canciano bis westlich Alpe Fora senken sich diese dunkeln basischen Gesteine nach Norden unter den Zug der Fedozgneisse.

Die Malencoschiefer und die Fedozgneisse treten auf dieser Strecke nur an wenigen Stellen in direkte Berührung miteinander. Meistens sind ein blaugrauer Dolomit und ein unter diesem Dolomit liegender Gneiss zwischen sie eingeschaltet. Die Dolomite zeigen eine bedeutende Mächtigkeit in der Val Forachetta (südlich Passo di Tremoggia) in etwa 2500 m Höhe, wo der Steilaufstieg zum Passo di Tremoggia beginnt. Weiter im Osten, gegen den Passo di Canciano zu, sind sie weniger mächtig. Dolomite und liegende Gneisse keilen hier zuweilen vollständig aus. Überall tragen sie Anzeichen starker tektonischer Wirkungen. Der Kontakt mit den darunter liegenden Malencoschiefern erfolgt längs einer Überschiebungsfläche.

Von Alpe Fora aus sind die blauen Dolomite möglicherweise in Verbindung zu bringen mit dem Triasbände, das *Theobald* auf der Westseite des Piz della Margna (südsüdwestlich Maloja) auf Blatt XX eingezeichnet hat.

¹⁾ Im obersten Teil dieser Gneisse liegt ein Porphyr mit grossen, weissen Feldspäten und bläulichem Quarze. Dasselbe Gestein findet sich am Corno delle Ruzze auch über den Dolomiten.

Kehren wir wieder zum Passo di Canciano zurück.

In ähnlicher Weise wie am Corno delle Ruzze sind weiter im Süden am Pizzo Canciano und am Monte Scalino Trias- und Gneiss horizonte übereinander gelagert. Die regelmässige Trias mulde, die nach *Theobald* in diesen Bergen anzunehmen wäre, ist nicht vorhanden. Wie auf le Ruzze liegen auch hier mehrere, nach *Brockmann* (8, 9) fünf, Triaszüge übereinander. Ihrer Ausbildung nach stimmen sie vollständig überein mit denjenigen auf le Ruzze. Dass die Trias des Canciano mit den Kalken von le Prese (am Lago di Poschiavo) zusammenhänge, wie *Theobald* es darstellt, ist unsicher. Riesige Bergsturm Massen verhüllen in der Gegend der Alpe Braitä und bis hinunter gegen le Prese und gegen Viale alles Anstehende. Die Fortsetzung der Dolomite des Canciano gegen Westen dagegen scheint mir vorhanden zu sein.

Die Trias-Gneissmassen des Pizzo Canciano und des Pizzo Scalino sind nach Norden vorgeschoben auf die Malencoschiefer des Passo di Canciano. Über diese weg sind sie meines Erachtens gegen Norden in Verbindung zu bringen mit den Trias-Gneiss horizonten von le Ruzze. Eine über Canciano und Scalino nach Westen streichende Zone würde demnach die südliche Fortsetzung darstellen des Zuges des Tremoggiadolomites und der Fedozgneisse, d. h. der rhätischen Decke des Oberengadins. Die Amphibolite und Serpentine des obern Malencotales und seiner Nebentäler und die Serpentine des Passo di Canciano bilden dann ein Fenster unter der rhätischen Decke.

2. Wurzelregion der rhätischen Decke und der ostalpinen Decken.

Die Malencoschiefer, die Amphibolite und Granite der Disgraziagruppe werden seit langem als östliche Fortsetzung der Zone von Ivrea betrachtet (*C. Diener*, *C. Schmidt* u. a.).

Die Zone von Ivrea wird auf der Südseite auf langen Strecken von Kalkzügen begleitet. Im Westen sind es die Kalkzüge von Ornavasso. Ihnen entspricht im Veltlin wahrscheinlich der Zug von Kalken und Dolomiten, der von Dubino (Blatt XIX) nach Osten streicht gegen Tirano. Diese enggedrängten Kalke und Dolomite stehen meistens steil. Sie entsprechen wahrscheinlich einer Wurzelregion. Ob sie in irgendwelche Beziehung zu setzen sind mit den Kalkzügen des Pizzo Canciano, dessen höchste Partien in die rhätische Decke zu stellen sind, ist unbekannt. Über den genauern Ort der Wurzelregion der rhätischen Decke des Oberengadins lässt sich also etwas Bestimmtes noch nicht sagen. Auf Grund des bisher Erkannten muss angenommen werden, dass sie dem südlichsten Teil der Ivreazone entstamme¹⁾.

Zu einer grossen Einheit, den piemontesischen Alpen im Sinne *Suess'* (56, 223), können zusammengefasst werden: die rhätische Decke des Oberengadins und des Oberhalbsteins, der Zug von Ivreagesteinen von der Disgrazia bis da, wo er südlich Ivrea unter der Poebene verschwindet, die Gneissdeckfalten Südwestbündens, des obern Tessin, der Penninischen, Grajischen und Cottischen Alpen bis auf die Aussenseite des vom Rhonetal nach Savona streichenden Carbonzuges. Eine im ganzen wenig gegliederte Trias, mächtige Bündnerschiefermassen und junge basische Eruptiva sind dieser Region eigen. Das Merkmal der basischen Eruptiva tritt im allgemeinen immer schärfer hervor gegen die Innenseite des gewaltigen Bogens. Für Graubünden erreicht es seine maximalste Entwicklung in der rhätischen Decke des Oberhalbsteins und des Oberengadins. Die rhätische Decke Graubündens ist die höchste Decke der piemontesischen Fazies. Sie wird direkt überlagert von den ostalpinen Decken. Direkt südlich vom Wurzelgebiet der rhätischen Decke, südlicher als die Zone von Ivrea (vergl. oben), muss nach der Überfaltungstheorie das Herkunftsgebiet der ostalpinen Decken liegen.

¹⁾ Die Wurzel der „rhätischen“ Decke der westlichen Schweizeralpen sucht *E. Argand* in der Zone des Canavese (3).

III. Fortsetzung der Decken Mittelbündens gegen Osten.

A. Ostgraubünden.

1. Unterengadiner Fenster.

Inneralpine Bündnerschiefer ziehen unter den ostalpinen Decken des Bernina-, Julier-, Plessurgebirges nach Osten. Unter ostalpinen Decken treten sie im Unterengadin zutage in einem elliptisch begrenzten, südwest-nordoststreichenden Fenster ¹⁾).

a) Serien des Fensters.

Die Bündnerschiefer des Fensters erscheinen zu einer Antiklinale aufgewölbt. Die Axe dieser Aufwölbung verläuft in der Längsrichtung des Fensters und näher seinem Südrande. Das Gewölbe ist steil aufgerichtet im östlichen, flacher gelagert im westlichen Teile. Tonschiefer, Kalkschiefer, Breccien und Grünschiefer bauen das Gewölbe auf. Nach *Hammer* gehören auch die Grünschiefer des Piz Mondin hierher.

Auf der Antiklinale von Bündnerschiefern liegen gegen die Aussenseite des Fensters hin zunächst mannigfach zusammengesetzte Zonen von übergeschobenen Schollen; dann folgt der Bereich der tektonisch weniger gestörten Überschiebungsmassen des Ferwall, der Silvretta, der Lischannagruppe und der Öztaler Alpen.

Im nördlichen Teile des Fensters entspricht einer innersten, dem Bündnerschiefergewölbe direkt aufliegenden Überschiebungsmasse *Paulckes* Stammerüberschiebung (1904). Auf dieser liegt längs einer zweiten Störungsfläche eine Zone von bunten (untertriadischen?) Bündnerschiefern, kretazischen und tertiären (?) Schiefern. In einer dritten, noch höhern Überschiebungszone sind mit dem bekannten Samnauner Lias flyschartige Schiefer, Kreide, ferner Trias, Verrucano, Gneiss, basische Eruptiva zu einer tektonischen Riesenreibungsbreccie vereinigt. In dieser obersten Zone liegen im südwestlichen Teile des Fensters der Steinsberger Lias bei Ardez und der Granitzug Ardez—Mot del hom ²⁾).

Sehr komplizierte Verhältnisse herrschen auf der Südseite des Fensters. Mehrere Serien scheinen hier miteinander vermischt zu sein.

Nach den Angaben anderer Autoren über das Unterengadiner Fenster und nach einigen eigenen Beobachtungen im südwestlichen Teile des Fensters scheinen mir heute die folgenden Parallelisierungen zwischen den Serien des Unterengadins und den Decken des mittlern und westlichen Bündens vorgenommen werden zu dürfen:

Das Gewölbe der Bündnerschiefer entspricht den Bündnerschieferdecken Westbündens, etwa den Schiefern von Vals, des hintern Safientales, des Beverins und der Via mala.

Die Stammerüberschiebung und die Flyschkreidezonen sind den Schamser Decken und der Prätigaudecke zu vergleichen.

Die intensiv gestörte Zone des Samnauner Lias mit den mit ihm vergesellschafteten Schuppen der verschiedenartigsten Gesteine ist das Analogon der im Rhätikon und im Plessurgebirge über dem Prätigau flysch gelegenen Mischungszonen von ostalpinen und rhätischen Gesteinen. Gewisse Varietäten des Steinsbergkalkes von Ardez, der mit in die Samnauner Liaszone gehört, sind weder

¹⁾ Vergleiche namentlich *Termier* (64, 65), *Paulcke* (32, 33), *Grubenmann* und *Tarnuzzer* (63), *Amperferer* und *Hammer* (1). Hinsichtlich Gliederung der Gesteine des Fensters in Serien folge ich hier hauptsächlich *Hammer* (1, 589 bis 603).

²⁾ *Grubenmanns* und *Tarnuzzers* Annahme, dass der Granit von Ardez als normales Liegendes der Engadiner Phyllite betrachtet werden müsse, halte ich für nicht gerechtfertigt.

makroskopisch, noch mikroskopisch von rotem Lias zu unterscheiden, wie er bei Crons im Plessurgebirge und im Oberengadin in der untern ostalpinen Decke sich findet. Als Schubshollen einer unter der Silvrettadecke liegenden untern ostalpinen Decke betrachte ich die dem Albulagranit ähnlichen Granite von Ardez, Alp Urschai und Platta mala. Ich stelle mir vor, dass eine Zone von Schubfetzen der untern ostalpinen Decken und tieferer Decken, namentlich auch der rhätischen Decke, die ganze Silvrettamasse unterlagere.

b) Zusammensetzung des Rahmens.

Der Rahmen des Fensters setzt sich zusammen aus Stücken, die zum grössten Teile der obern, zu einem kleinern Teile der untern ostalpinen Decke angehören.

Zur obern ostalpinen Decke rechne ich, ausser der Silvrettamasse, die nach Osten mit ihr im Zusammenhange stehenden Gneisse des Ferwalls und im weitern die Ötzmasse. Während man früher annahm, dass im Nordosten des Fensters ein direkter Zusammenschluss von Silvretta und Ötz existiere, scheint nach den neuesten Mitteilungen *Hammers* (1, 594) nicht unmöglich zu sein, dass die Silvrettamasse tektonisch tiefer liegt als die Ötzmasse.

Zur untern ostalpinen Decke, also unter die Ötzmasse und unter die Silvrettamasse, scheint mir die Lischannagruppe gestellt werden zu müssen. Dass das Jura-Triasgebiet der Lischanna von der Ötzmasse überschoben ist, darf schon heute als sicher angenommen werden. Weniger im klaren sind wir zurzeit noch über die tektonischen Beziehungen der Lischanna zur Silvrettamasse.

Nach Blatt XV müsste angenommen werden, dass die zur Silvrettamasse gehörigen Gneisse des Piz Nuna nach Nordosten fortsetzen als Basis der Lischannasedimente und unter diesen durch in Verbindung zu bringen seien mit den Sesvenna-Granitgneissen. So kämen die Lischannasedimente ins Hangende der südlichen Fortsetzung der Silvrettamasse zu liegen.

Diese Annahme kann heute nicht mehr als gesichert betrachtet werden. Nach der neuen Karte von *Grubenmann* und *Tarnuzzer* fehlt westlich Val Chazet der Gneissfuss der Lischannasedimente, so dass der Verrucano auf längerer Strecke auf die Engadiner Phyllite zu liegen kommt. Leider fehlen gerade über das wichtige Gebiet der Val Sampoioir noch entscheidende Beobachtungen, die mit Sicherheit erkennen liessen, ob trotzdem auch heute noch die Nunagneisse als tektonisches Äquivalent der Gneisse südlich Sent und Remüs und damit auch der Granite und Gneisse des Sesvennastockes betrachtet werden dürfen. Ich selber konnte in dieser Gegend nur ganz kurssrische Begehungen ausführen.

Meine Annahme, dass die Lischannagruppe unter die Silvrettadecke zu versetzen sei, ergibt sich mir hauptsächlich als Konsequenz einiger Beobachtungen, die ich in westlichen Gebieten machen konnte. Ich habe die tektonische Linie Motta Palousa—Bergün—Val Tisch—Fuorcla Pisch (vergl. Taf. I und S. 11), die als Grenzlinie zwischen der Silvrettadecke oder obern ostalpinen Decke und den untern ostalpinen Decken erkannt werden konnte, auf der Südseite des Kesch nach Osten verfolgt bis über Cinuskel hinaus. Die Überschiebungsfläche fällt flach nach Norden ein am Piz Kesch. Steiler wird sie weiter im Osten, wo sie das Sulsannatal quert. Schon auf *Zöppritz'* Karte ist dies zu erkennen. Die *Zöppritz'sche* Darstellung der Gegend kann ich dahin ergänzen, dass die zu beiden Seiten der Val Sulsanna nach Norden einfallenden Gneisse nicht nur westlich, sondern auch östlich des Weilers Sulsanna von Rauhwacken und zerriebenen Dolomiten unterteuft werden. Ich fand diese Gesteine unter Gneissen unterhalb Raspaunas (Mitte zwischen Sulsanna und Cinuskel). Östlich Cinuskel queren die nordfallenden Gneisse und Amphibolite den Inn. Südlich des Inn folgt zunächst viel Schutt. Weiter östlich wird die Grenzfläche zwischen Gneissen und südlich angrenzendem Sedimentärgebirge steil. Am Stragliavitapasse steht sie nach *G. Dyrenfurth* (50) senkrecht. Da nun nach Blatt XV im weitern anzunehmen ist, dass einerseits das Sedimentärgebirge des Piz d'Esen und der Quaternalsgruppe gegen Nordosten fortsetzt in den Piz d'Ivraia und von da in die

Lischanna, anderseits die Gneisse von Cinuskel über Zernez hinaus in den Piz Nuna, so ergibt sich, dass das Lischannagebirge samt seiner kristallinen Basis tatsächlich unter die Silvrettadecke zu liegen kommt und infolgedessen zum System der untern ostalpinen Decken zu stellen sei.

* * *

Das stark zusammengestauchte Jura-Triasgebiet der Lischannagruppe, ferner das grosse Triasfeld, das von hier gegen Südwesten in die Quaternalsgruppe und nach Süden bis zum Umbrail sich ausdehnt und als Überschiebungsmasse dem Liaszuge Val Trupchum—Valle Alpisella—Valle di Fraele aufruht, bilden den sedimentären Anteil der Brauliodecke (*Termier, Schlagintweit*). Dem altkristallinen Kern dieser Decke entsprechen die Granite und Gneisse südlich Remüs und Sent, sodann der Sesvennagranit und -gneiss und die Gneisse des Muranzatales. Mitgeschürfte Linsen der Basis finden sich an der Corna dei Cavalli (vergl. *Zöppritz'* Karte und *Spitz'* Prof. 4, S. 298, 49).

Wenn, wie ich annehmen muss, das Münstertaler Triasgebirge unter die Silvrettagneisse zu versetzen ist, so kann seine altkristalline Basis nicht als tektonisches Äquivalent der Silvrettagneisse angesehen werden, wie *Termier* dies tat (65, Pl. VIII, Prof. 1).

Die Entscheidung darüber, ob die hier gegebene Deutung des tektonischen Verhältnisses der Silvrettagneise zum Münstertaler Triasgebirge als zu Recht bestehend angenommen werden darf, ist zu erwarten von den Untersuchungen von *A. Spitz* und *G. Dyrenfurth*.

2. Deckennatur der Ortlerregion.

Sicherer, als es für die Brauliodecke möglich ist, kann heute die tektonische Stellung der Ortlerdecke (*Termier*) im System der ostalpinen Decken fixiert werden.

Zur Ortlerdecke gehören die Triasgesteine und Kössenerschichten des Ortler, weiter im Westen der Triaszug, der über den Cristallokamm, Monte delle Scale, Cima di Plator gegen Livigno hinausstreicht und die diesem Triaszug im Norden aufgelagerten Kössenerschichten und Liasschiefer der Valle di Fraele und der Valle Alpisella.

Im Ortlergebiet und weiter im Westen fällt die Ortlerdecke nach Norden ein unter die Brauliodecke. Sie liegt also tiefer als diese und jedenfalls tiefer als die Silvrettadecke. Unter der Brauliodecke nach Norden mitgerissene Schollen der Ortlerdecke nehmen voraussichtlich Teil an der Zusammensetzung der Mischungszonen bei Ardez und auf der Nordseite der Lischannagruppe.

Dass der Ortler wirklich einer übergeschobenen Masse angehört und nicht als autochthon angesehen werden kann, wie *Schlagintweit*, entgegen der *Termierschen* Deutung, annimmt, ergibt sich vom Standpunkte der Südnordschub-Theorie aus folgenden Überlegungen:

Die vom Ortler gegen Westen streichenden Gesteine werden westlich Livigno miteinbezogen in die Falten- und Schuppenstruktur des Gebirgsdreiecks zwischen Val Trupchum und dem Inn oberhalb Cinuskel. Diese Falten und Schuppen sind, wie Blatt XV und *Zöppritz'* Karte und Profilen zu entnehmen ist, als östliche Fortsetzung der Deckfalten von Madulein und der Err- und Julier-Berninadecke zu betrachten. Der Ortler steht also in direktem Zusammenhange mit Gebirgstteilen, die, wie sich einwandfrei beobachten lässt, als Überschiebungsmassen den Grünschiefern des Oberhalbsteins und des Oberengadins aufliegen. Infolge dieses Zusammenhanges würde der Ortler, seine Autochthonie vorausgesetzt, als Wurzelregion von untern ostalpinen Decken sich ergeben. Nun lässt sich aber zeigen, dass die Ortlerregion als Wurzelgebiet ostalpiner Decken gar nicht in Betracht kommen kann.

Im vorigen Kapitel haben wir aus den geologischen Erscheinungen südlich des Bernina folgern können, dass die ostalpinen Decken des Oberengadins südlicher wurzeln als die Malencoschiefer und die Disgraziagruppe, oder allgemeiner gesprochen, dass die ostalpinen Decken einem Gebiete entstammen, das südlicher liegt als die Ivreazone. Als Fortsetzung der Ivreazone von der Disgrazia aus gegen Osten ergibt sich, wie namentlich *Salomon* (39, 348) ausgeführt hat, die Tonaleregion,

die südlicher liegt als der Ortler. Erst südlich der Tonaleregion muss also das Herkunftsgebiet der ostalpinen Decken im allgemeinen, des Ortlers im besondern liegen. Der Ortler ist infolgedessen da, wo er heute sich erhebt, nicht bodenständig, sondern von Süden her getragen worden. *Termiers* Annahme von der Deckennatur dieses Gebietes erweist sich demnach als berechtigt.

Sichere Anhaltspunkte dafür, wo nun im genauern vom Standpunkte der Südnordschub-Theorie aus nach Wurzeln der ostalpinen Decken der Münstertaler und Ortler Alpen zu suchen sei, besitzen wir noch kaum. Ja, es ist nicht unwahrscheinlich, dass der Nachweis ostalpiner Wurzeln in diesem Gebiete überhaupt nie möglich sein wird; denn allem Anscheine nach reichen die für die piemontesische Fazies charakteristischen Gesteine bis an die Tonalelinie, und südlich derselben beginnen nach *Suess*, *Termier* und *Salomon* mit dem Adamello bereits die Dinariden. So bleibt hier für eine südliche Fortsetzung ostalpiner Decken kein anderer Raum als die dinaridische Narbe.

* * *

Suchen wir nun einen Überblick zu erlangen über die Ausdehnung der teils zur obern, teils zur untern ostalpinen Decke zu zählenden Schubmassen in den westlichen Teilen des ostalpinen Gebirges.

Die Ötzmasse, das Ferwall, die Lechtaler und Vorarlberger Kalkalpen, die Silvretta, die höhern Teile des Plessurgebirges bilden die obere ostalpine Decke, die tektonisch höher liegt als das Triasgebiet der Lischannagruppe und der Münstertaler Alpen, höher auch als die Bergünner Stöcke, das Err-, Julier-, Berninagebirge. Das weite Gebiet der Münstertaler und Oberengadiner Alpen südlich der Linie Piz Lad bei Martinsbruck—Stragliavitapass—Cinuskel—Bergün—Motta Palousa ist zur Hauptsache ein unter der obern ostalpinen Decke sichtbar werdendes Fenster der untern ostalpinen Decken. Innerhalb des Fensters liegen Überschiebungsschollen, die mit zur obern ostalpinen Decke gehören. Solche Überschiebungszeugen sind die Gneissinseln auf dem Plateau da Rims in der Lischannagruppe. Wahrscheinlich sind hierher auch zu stellen die obere Gneissmassen am Urtiola, nördlich Valcava, die Gneisse am Ciavalatschkamm südlich der Umbrailstrasse, die Gneisskappe des Piz Lad und auf dem Umbrail, die Überschiebungsmasse des Piz Vägüla im Oberengadin (vergl. S. 22).

Zu riesigen Massen sind die untern ostalpinen Decken aufgeschichtet in den Münstertaler und Oberengadiner Alpen. Die wichtige Linie Piz Lad bei Martinsbruck—Stragliavitapass—Cinuskel—Bergün—Motta Palousa bezeichnet die nördliche Grenze dieser Massenanhäufung. Nördlich dieser Linie liegen nur gering mächtige Schollen der untern ostalpinen Decken. In die Depression, die nördlich dieser Massenanhäufung vorbeizieht, setzten sich Teile der obern ostalpinen Decke hinein, teilweise in direkte Berührung tretend mit den höchsten Decken der piemontesischen Fazies.

B. Tauernfenster, Semmering, Karpathen.

Als tektonische Fortsetzung der zur obern ostalpinen Decke zu zählenden Ötzmasse gegen Osten ergeben sich die Gneisse von Stubai und die Phyllite des Pinzgau. Hier bildet die obere ostalpine Decke — die ostalpine Decke im Sinne *Suess'* — das schwebende Vorland, den nördlichen Rahmen des Tauernfensters.

Im Fenster liegen nach *Termier*, *Suess*, *Uhlig*, *Steinmann* mehrere tektonische Einheiten übereinander. Es sind dies von unten nach oben der Zentralgneiss mit dem Hochstegenkalk, darauf die Decke von Kalkphyllit, Kalkschiefern, eingeschalteten Marmoren, Grünschiefern und Serpentin, darauf als höchste Decke das Tribulaungebirge und die Radstätter Tauern.

Auf Grund der vorliegenden Angaben scheinen mir folgende Vergleiche der Decken des Tauernfensters mit den Decken Graubündens gezogen werden zu können:

Der Zentralgneiss mit dem Hochstegenkalk und dessen Begleitgesteinen (Quarzite, Kiesel-schiefer, dolomitische Marmore und Rauhwacken) mag der Surettagneissfalte entsprechen. Die Wiederholung des Hochstegenkalkes an einigen Orten deutet, wie *Steinmann* sagt, auf Ablösen

dieser Gesteine von der altkristallinen Unterlage in rückwärtigen Gebieten und auf Schuppung hin. Diese Schuppen sind tektonisch mit den Schamser Decken, im besondern mit der Decke Splügener Kalkberge—Averser Weissberg zu vergleichen.

Die Decke mit den Grünschiefern findet, nach *Steinmann*, ihr Analogon in der rhätischen Decke des Oberhalbsteins.

Die Decke der Radstätter Tauern und des Tribulaungebirges, d. h. die Tauerndecke im engeren Sinne, entspricht ihrer Lage nach zwischen der Grünschieferdecke und der obern ostalpinen Decke den untern ostalpinen Decken Graubündens (Lischannagebirge, Ortler, Bernina etc.). Mit den Ortlerdecken vergleicht sie schon *Steinmann*. Auf die stratigraphische Verwandtschaft der Tribulaungesteine mit dem Ortler hat namentlich *Frech* (14) hingewiesen. Wie die Verbindung mit dem Westen im einzelnen sich gestaltet, ist noch unbekannt.

Unter der obern ostalpinen Decke treten weit im Osten, am Semmering, noch einmal Gesteine auf, die als Äquivalent der Tauerndecke angesehen werden und mit dieser in die untere ostalpine Decke gestellt werden können. *Dieners* Bemerkung vom Jahre 1884, mit der er auf die merkwürdige Ähnlichkeit dunkler Pentacrinuskalke des Piz Alv an der Berninastrasse mit solchen des Semmering hinwies, verdient heute erneutes Interesse.

Es sei noch ein Ausblick gegen die Karpathen gestattet.

Nach *V. Uhlig* (68, 1734—1737; 69, 929 ff.) findet das Tauerndeckensystem (die untere ostalpine Decke) der Ostalpen in den Westkarpathen seine Fortsetzung in der hochtatrischen Serie, in den Ostkarpathen in der bukowinischen Decke, in Siebenbürgen in der ersten Gruppe der altkristallinen Gesteine Mrazeks und den ihnen normal aufgelagerten Sedimenten.

Bezeichnend für dieses den Tauerndecken der Ostalpen entsprechende Deckensystem der Karpathen ist, ausser einer bestimmten Entwicklung der Sedimente, die hervorragende Beteiligung von Graniten und Granitgneissen an der Zusammensetzung seiner altkristallinen Basis. Darin scheint sich Übereinstimmung zu ergeben mit dem Tauerndeckensystem der Alpen. Karpathische Züge weist es auf im Gebiete der Semmeringdecken. Willkommene Ergänzung scheint der westlichste Teil der Ostalpen zu liefern. In Graubünden tritt unter den Sedimenten der Tauerndecke (untere ostalpine Decke) auch das ihr eigentümliche Grundgebirge zutage. Im Err-, Julier- und Berninagebirge erlangt es gewaltige orographische Bedeutung. Bemerkenswerterweise sind es vorwiegend Granite, Syenite, Diorite und Granitgneisse. Sie entsprechen tektonisch den Graniten und Granitgneissen der karpathischen Kerngebirge und den Coziagneissen Siebenbürgens.

C. Klippen am Nordrande der Ostalpen.

Längs des Westrandes des Plessurgebirges und des Rhätikons lässt sich konstatieren, dass die unter der obern ostalpinen Decke gelegene, aus Gesteinen der untern ostalpinen Decken und der rhätischen Decke zusammengesetzte Mischungszone gegen Norden an Mächtigkeit abnimmt. Den Nordrand der Alpen erreichen nur vereinzelte Schollen. Als Abkömmlinge der untern ostalpinen Decke sind zu betrachten die Schollen von Gneiss und Glimmerschiefer im Rettenschwangental, ferner die mit ihnen in den Flysch dieser Gegend eingelagerten Fetzen von Fleckenmergeln und Aptychenkalken.

Ähnliche Erscheinungen, wie sie aus der Gegend von Oberstdorf und Hindelang namentlich durch *Rothpletz* beschrieben worden sind, kennt man am ganzen Nordrande der Ostalpen. *Uhlig* fasste diese Schollen zusammen zum pieninischen Klippenzug. Ein grosser Teil der pieninischen Klippen am Nordrande der Ostalpen kann ihrer Gesteinsführung und geologischen Lage nach als die am weitesten nach Norden geschleppten Schubfetzen der untern ostalpinen Decke betrachtet werden. Das Auftreten von Serpentin in dem Klippenzuge scheint darauf hinzudeuten, dass auch die piemontesische Fazies mitbeteiligt ist an seiner Zusammensetzung.

Als Schubfetzen der untern ostalpinen Decke können meines Erachtens auch die im Allgäu dem Flysch mechanisch auf- und eingelagerten Aptychenkalke und die vielbesprochene Granitkappe des Bolgen angesehen werden. Mit einigen dem Volumen nach bedeutendern Vorkommen sind in den Flysch des Allgäus dieselben Gesteine auch noch in kleinern Dimensionen eingelagert, die man als exotische Blöcke zu bezeichnen pflegt. Auch diese dürften, zum Teil wenigstens, gleichfalls der untern ostalpinen Decke entstammen.

IV. Zur Herkunft der exotischen Massen am Nordrande der Schweizer Alpen.

Eine den exotischen Blöcken des Allgäus analoge Erscheinung bilden die exotischen Blöcke im Flysch der Alpen westlich des Rheins. Auch hier treten Gesteine auf, wie man sie in der untern ostalpinen Decke Graubündens antrifft. Ich erinnere nur an die massenhaft vorhandenen hellen Aptychenkalke, die Liasfleckenmergel von Iberg, die roten Liaskalke aus dem Wäggital und von Iberg, an die von vielen Orten erwähnten Juliergranite. Diese exotischen Blöcke sind zu einem Teile wenigstens, im ehemaligen Bildungsraume der untern ostalpinen Decke heimatberechtigt.

Für die Herleitung dieser exotischen Blöcke, im besondern der Granite, von einer Decke, die als westliche Fortsetzung der untern ostalpinen Decke Graubündens gelten könnte, spricht noch ein weiterer Umstand. Aus den geologischen Erscheinungen Graubündens haben wir folgern können, dass die ostalpinen Decken aus einer Zone stammen müssen, die südlicher liegt als die Ivreazone. Westlich des Langensees finden wir nun in einer Zone, die südlicher liegt als die Ivreazone und infolgedessen als Wurzelregion ostalpiner Decken in Betracht kommen kann, wirklich Granite anstehend, die petrographisch durchaus übereinstimmen mit einem Teile der exotischen Granitblöcke im Flysch der Alpen vom Habkernthal bis westlich des Genfersees. Wir gelangen somit zur Annahme, dass bis weit in die Westalpen hinein Massentransporte stattgefunden haben müssen aus dem südlich der piemontesischen Fazies gelegenen ostalpinen Faziesbezirk gegen die Aussenseite des Alpenbogens.

Analoge Verhältnisse hinsichtlich tektonischer Anlage und Ausdehnung, wie die untern ostalpinen Decken sie zeigen im speziellen in den Österreicher und Graubündner Alpen, dürfen wir wahrscheinlich auch für westlichere Gebiete voraussetzen. Ich stelle mir vor, dass ein den untern ostalpinen Decken entsprechendes System von Deckfalten vom Oberengadin aus nach Westen sich erstreckte und im Gebiete der tessinischen und penninischen Alpen der Serie von Deckfalten der piemontesischen Fazies im Süden sich anschloss, teilweise sie bedeckend. Wie weiter im Osten, sind auch im Gebiete der Westalpen Teile der untern ostalpinen Decken bis an den Nordrand der Alpen verschleppt worden. Ausser einzelnen Blöcken scheinen hier aber auch bedeutendere Massen an die Aussenseite des Gebirges gewandert zu sein; denn die exotischen Gesteinsmassen, die man hier als Brecciendecke und Klippendecke bezeichnet hat, können ihrer faziellen Entwicklung nach sehr wohl den von der Südseite der Alpen stammenden ostalpinen Decken gleichgestellt werden.

Was zunächst die Brecciendecke der Chablais-Freiburger Alpen anbetrifft, so lässt sich diese gut mit den untern ostalpinen Decken Graubündens und der Ostalpen vergleichen. Der unvollständigen und wenig gegliederten Trias der Brecciendecke jener westlichen Gebiete steht die zum Teil auch recht wenig gegliederte Trias des Oberengadins, des Ortlers und der Tauern gegenüber. Das Rhät der Brecciendecke zeigt ostalpinen Habitus. Im Lias finden sich im Westen und im Osten Breccien, die im wesentlichen aus aufgearbeitetem Rhät und Triasdolomiten und -Kalken sich zusammensetzen. Übereinstimmend ist auch das Vorkommen von Pentacriniten in den Breccien und den sie begleitenden Kalken. Über der untern Breccie erscheint in der Brecciendecke der Westschweiz und des Chablais der Horizont der Dachschiefer. Diese führen Fucoiden. Darin stimmen sie überein mit den liasischen Allgäuschiefern des Ostens. In kieseligen Einlagerungen

der Dachschiefer des Westens fand *Lugeon* (29, 419) Radiolarien. *Schiller* erwähnt Radiolarien aus den Liasfleckenmergeln des Oberengadins (42, I, 129). Weisse und grauweisse Aptychenkalke (oberer Malm oder untere Kreide), kretazische Globigerinenschiefer und Kalke, die von *Rabowski* (35) und *Jeannet* (21) im Westen als Linsen und Blöcke vor den Stirnen der Brecciendecke auf und in Flysch gefunden wurden und die ihrer Lage nach ganz gut dem System der Brecciendecken angehören können, vervollständigen die Analogie mit dem Oberengadin, wo *Zöppritz* (74) in den untern ostalpinen Decken ähnliche Horizonte nachgewiesen hat.

Die Idee, dass die Brecciendecke des Westens tektonisch in Parallele zu setzen sei mit einer über den Oberhalbsteiner Grünschiefern liegenden Decke des Ostens, ist übrigens nicht neu. Schon auf *Lugeons* tektonischer Karte der Alpen aus dem Jahre 1901 (28, Pl. XVII) zeigen das Err- und Juliergebirge die gleiche Signatur wie die Brecciendecke des Westens. In der Form freilich, wie *Lugeon* sich dachte, existieren die Beziehungen von West und Ost nicht. Nur das Bernina-, Julier-, Err- und Aelagebirge (die untere ostalpine Decke) können der Brecciendecke des Westens gleichgesetzt werden. Die höhern Teile des Plessurgebirges und des Rhätikons dagegen, die *Lugeon* gleichfalls der Brecciendecke gleichstellt, entsprechen einem höhern Deckensystem, als die untere ostalpine Decke Graubündens und der Ostalpen und auch die Brecciendecke der Freiburg-Chablais-Alpen es darstellen. Sie sind Teile der obern ostalpinen Decke.

Einigen Schwierigkeiten begegnen wir zunächst, wenn wir versuchen wollen, die Klippendecke mit einer der ostalpinen Decken in Beziehung zu bringen.

Im Rhätikon und im Plessurgebirge liegt der Sulzfluhkalk, der dort wahrscheinlich die Klippendecke vertritt, auf langen Strecken unter der aus Gesteinen der rhätischen Decke und der untern ostalpinen Decken zusammengesetzten Mischungszone, sodass es zunächst den Anschein hat, dass die Klippendecke mitten hinein zwischen Glieder der piemontesischen Fazies, etwa unter die rhätische Decke und über tiefere Decken dieser Fazies, zu stellen sei. Andererseits aber lassen die geologischen Erscheinungen, im besondern des Rhätikons, auch als nicht unmöglich erscheinen, dass der Sulzfluhkalk einer tektonisch über die rhätische Decke zu stellenden ostalpinen Decke entstammen könnte (vergl. S. 24).

Südlichere Gebiete Graubündens als der Rhätikon und das Plessurgebirge lieferten bis heute überhaupt keine Anhaltspunkte für die Beurteilung des tektonischen Verhältnisses von Klippendecke und rhätischer Decke, weil dort sichere Vertreter des Sulzfluhkalkes und damit der Klippendecke überhaupt noch nicht nachgewiesen werden konnten. Um zu solchen Anhaltspunkten zu gelangen, müssen wir weiter nach Osten gehen.

Gesteine, wie sie die Klippendecke der West- und Mittelschweiz charakterisieren (Zoophicus-Dogger, sandiger Lias), finden sich noch weit im Osten in den Klippen am Nordrande der Ostalpen. Diese Klippengesteine nun sind, wie auf Grund der Angaben *Kobers* (24, 3) angenommen werden muss, von Decken abzuleiten, die tektonisch höher liegen als das Semmering-Deckensystem. Da dieses aber bereits höher liegt als die Decken der piemontesischen Fazies, im besondern auch als die rhätische Decke, muss um so mehr die „Klippendecke“ der Ostalpen und mit dieser die Klippendecke der Westalpen jenen Decken — den ostalpinen Decken — zugezählt werden, die über der rhätischen Decke liegen.

* * *

Nachdem wir die Klippendecke und die Brecciendecke als Teile des ostalpinen Deckensystems erkennen konnten, wäre nun im weitern zu prüfen, in welchem tektonischen Verhältnis die Klippendecke und die Brecciendecke stehen.

Auf Grund unserer gegenwärtigen Kenntnis der alpinen Deckungssysteme glaube ich annehmen zu sollen, dass die Klippendecke die ursprünglich höhere und von weiter im Süden stammende Decke darstelle als die Brecciendecke. Für diese Annahme spricht in erster Linie die Entwicklung der untern Trias in der Klippendecke der Westalpen. Sie erinnert nach den neuesten Mitteilungen von *Jeannet* und *Rabowsky* (22) bereits an die Trias der Südalpen und an die Trias der obern ostalpinen Decke Graubündens. Mit Ausnahme etwa der obersten Glieder zeigen die untern ost-

alpinen Decken Graubündens und angrenzender Teile der Ostalpen lange nicht diese Mächtigkeit und Reichhaltigkeit in der Gliederung der Trias. Sie nähern sich noch stark der piemontesischen Fazies. Ähnlich wie in diesen untersten ostalpinen Decken ist die Trias auch ausgebildet in der Brecciendecke der Westalpen. Die fazielle Entwicklung der Trias lässt also vermuten, dass das Ablagerungsgebiet der Brecciendecke dem piemontesischen Faziesbezirk näher gelegen habe als das der Klippendecke.

Zum gleichen Resultate gelangen wir auch bei der Betrachtung der Klippendecke der Ostalpen. Dort fehlen zwar die untersten Glieder der Trias, möglicherweise aber aus tektonischen Gründen (vergl. *Kober*, 24, 3), so dass ein Vergleich mit der Trias anderer Decken nicht ohne weiteres gezogen werden kann. Dafür lässt die reiche Entwicklung des Jura und der Kreide mit Sicherheit erkennen, dass die Klippendecke der Ostalpen doch höher zu stellen sei als das Semmering-Deckensystem, das seinerseits wieder am ehesten den untersten ostalpinen Decken Graubündens und mit diesen der Brecciendecke der Westalpen gleichgestellt werden kann.

Wenn nun auch, wie ich annehmen muss, die Klippendecke höher liegt als die untere ostalpine Decke (Brecciendecke), so kann sie aber doch nicht mit dem System der obern ostalpinen Decke (ostalpine Decke im Sinne *Suess*') parallelisiert werden; sie liegt tiefer als diese und erst in den tektonisch höchsten Gliedern der Klippendecke stellt sich ein allmählicher Übergang ein zum System der obern ostalpinen Decke (ostalpine Decke im Sinne *Suess*').

Nach dem Stande unseres gegenwärtigen Wissens scheint mir deshalb am wahrscheinlichsten, dass die Klippendecke der Westalpen und der Ostalpen eine Mittelstellung einnehme zwischen dem System der untern ostalpinen Decken (Brecciendecke) und dem System der obern ostalpinen Decken.

In kontinuierlicher Verfolgung der geologischen Erscheinungen der Ostalpen gegen die Westalpen hin sind wir dazu gelangt, die Brecciendecke und die Klippendecke als ostalpine Decken zu bezeichnen, deren Herkunftsgebiet südlicher liegt als die Ivreazone. *C. Schmidt* und andere Autoren, die die geologischen Erscheinungen der französisch-italienischen Alpen gegen die Schweiz herein verfolgten, verlegen die Wurzeln derselben zwei Decken in das auf der Aussenseite der piemontesischen Fazies gelegene Briançonnais (vergl. diese Arbeit S. 2). Die Zone des Briançonnais ist ja auch, wie genugsam bekannt, faziell nahe verwandt mit den Gesteinen der Brecciendecke und der Klippendecke und mit gewissen Teilen der Ostalpen. Auch hat man als sicher erkannt, dass in den französisch-italienischen Alpen gewaltige Massentransporte aus dem Faziesgebiete des Briançonnais gegen die Aussenseite der Alpen, hier gegen Westen, stattgefunden haben. Inwieweit nun aber noch weiter nördlich und östlich, in den Chablais-Freiburger Alpen, der helvetischen Fazies fremde Überschiebungsmassen aus der Zone des Briançonnais abzuleiten sind, muss erst die weitere Untersuchung lehren. Jedenfalls aber hat man sich davor zu hüten, die Konsequenzen der Theorie, dass am Aussenrande der Alpen gelegene, dem eigentlichen Briançonnais und den Ostalpen faziell verwandte Gesteine aus der Zone des Briançonnais abzuleiten seien, zu weit gegen Osten auszu dehnen; denn manche Anzeichen sprechen dafür, dass das typische Briançonnais gegen die Schweizer Alpen herein allmählich verloren geht. In den Cottischen Alpen greift es noch weit über auf den Rücken der Bernharddecke. Weiter im Norden dagegen wird es von der piemontesischen Fazies mit Schistes lustrés und Grünschiefern nach Westen gedrängt. Die piemontesische Fazies nimmt erst Besitz von der Stirne und dann auch von der Unterseite der Bernharddecke (vergl. *Argand*, 4, 17). Im Val Ferret und im Rhonetal führen höchstens tiefere Teildecken der Bernharddecke und noch tiefere selbständige Decken die für das Briançonnais charakteristische Brèche du Télégraphe. In den östlichen Walliser Alpen ist auch in den Simplonfalten nur mehr die Bündnerschieferfazies vorhanden. Dieselbe Fazies zeigt auch der Sedimentmantel des noch weiter nördlich gelegenen Gotthardmassives. Wenn man im weitern das Schieferigwerden der Kreide- und Jurahorizonte der helvetischen Fazies gegen Süden hin als einen allmählichen Übergang in die Bündnerschieferfazies deutet, so gelangt man zur Annahme, dass das charakteristische Briançonnais in den Walliser Alpen allmählich ausklinge zwischen helvetischer und Bündnerschieferfazies.

Die Versuche, in den exotischen Massen am Aussenrande der Schweizer Alpen zu scheiden zwischen denjenigen, die von der Südseite der Alpen, aus dem ostalpinen resp. südalpinen Faziesgebiete stammen und denjenigen, die im Briançonnais heimatberechtigt sind, werden noch dadurch erschwert, dass jedenfalls auch Schollen aus dem piemontesischen Faziesbezirk mit ihnen vergesellschaftet sind.

Namentlich am Aufbau der exotischen Flyschmassen dürften ausser der Klippendecke und der Brecciendecke auch Decken der piemontesischen Fazies mitbeteiligt sein. Möglicherweise gibt es innerhalb der Gesamtheit der exotischen Flyschmassen einzelne, dem piemontesischen Faziesbezirk entstammende tektonische Elemente, die längs des Nordrandes der Schweizer Alpen mehr oder weniger kontinuierlich von Westen nach Osten sich verfolgen lassen bis über den Rhein hinaus und von dort nach Süden gegen Graubünden hin. Von diesem Gesichtspunkte aus erscheint es heute z. B. als nicht unwahrscheinlich, dass gewisse Teile der kompliziert zusammengesetzten Zone des Niesenflysch etwa der Falknisdecke, andere Teile derselben Zone etwa der Prätigaudecke entsprechen könnten (vergl. *Paulcke*, 34).

Als Abkömmlinge einer oder mehrerer Decken des piemontesischen Faziesbezirktes können jedenfalls auch jene basischen Eruptiva gelten, die in den Klippengebieten der Schweiz mit der Klippendecke und der Brecciendecke vergesellschaftet sind. *Steinmann* ist der Ansicht, dass sie einer ganz bestimmten Decke der piemontesischen Fazies zuzuweisen seien, nämlich der rhätischen Decke. Dass sie wirklich dieser Decke, die nach meiner Auffassung die höchste piemontesische Decke darstellt, entstamme, ist sehr wohl möglich. Ebensogut könnten sie aber auch einer tieferen Decke der piemontesischen Fazies angehören.

Abkömmlinge von Decken des piemontesischen Faziesbezirktes liegen am Aussenrande der Alpen teils unter, teils auch über den Deckschollen der ostalpinen Klippendecke und Brecciendecke. Wo das letztere der Fall ist, liegen Gesteine, die einem nördlichen Gebiete, dem piemontesischen, entstammen auf solchen eines südlichen, des ostalpinen Gebietes — deckentheoretisch verkehrte Lagerung.

Solche Lagerungsumkehrungen mögen mancherorts durch weitausgreifende Faltungen entstanden sein. Von viel grösserer Bedeutung jedoch dürfte der Umstand sein, dass Deckenteile, einmal losgerissen von ihren rückwärtigen Wurzelgebieten, bei ihrer gezwungenen oder selbstständigen Wanderung nach Norden ihre Bewegung verlangsamten oder Halt machten und von Gebirgstteilen eingeholt und bedeckt oder gar überholt wurden, deren einstiger Bildungsraum nördlich von ihrem eigenen lag. Neu einsetzende Bewegungen können dann lokale Lagerungsverhältnisse geschaffen haben, deren Betrachtung allein unmöglich sichere Schlüsse erlaubt über das ursprüngliche Nebeneinander der Bildungsräume der jetzt enge miteinander vergesellschafteten Gesteinsmassen. Besser begründete Ansichten hierüber sind zu erlangen durch die kontinuierliche Verfolgung der am Aussenrande der Alpen gelegenen exotischen Gesteinsmassen gegen den Rhein und von dort längs der Linie Rheintal—Oberhalbstein gegen Süden, wo gegen die Wurzelgebiete hin allmählich sich ruhigere Lagerungsverhältnisse einstellen.

Nach unserer gegenwärtigen Kenntnis des Grenzgebietes zwischen Ostalpen und Westalpen, mit Berücksichtigung auch der Resultate, die andernorts erlangt wurden, müssen wir folgern, dass hier vor der tertiären Alpenfaltung von Norden nach Süden sich folgten: helvetische Fazies, piemontesische Fazies, ostalpine Fazies.

Literaturverzeichnis.

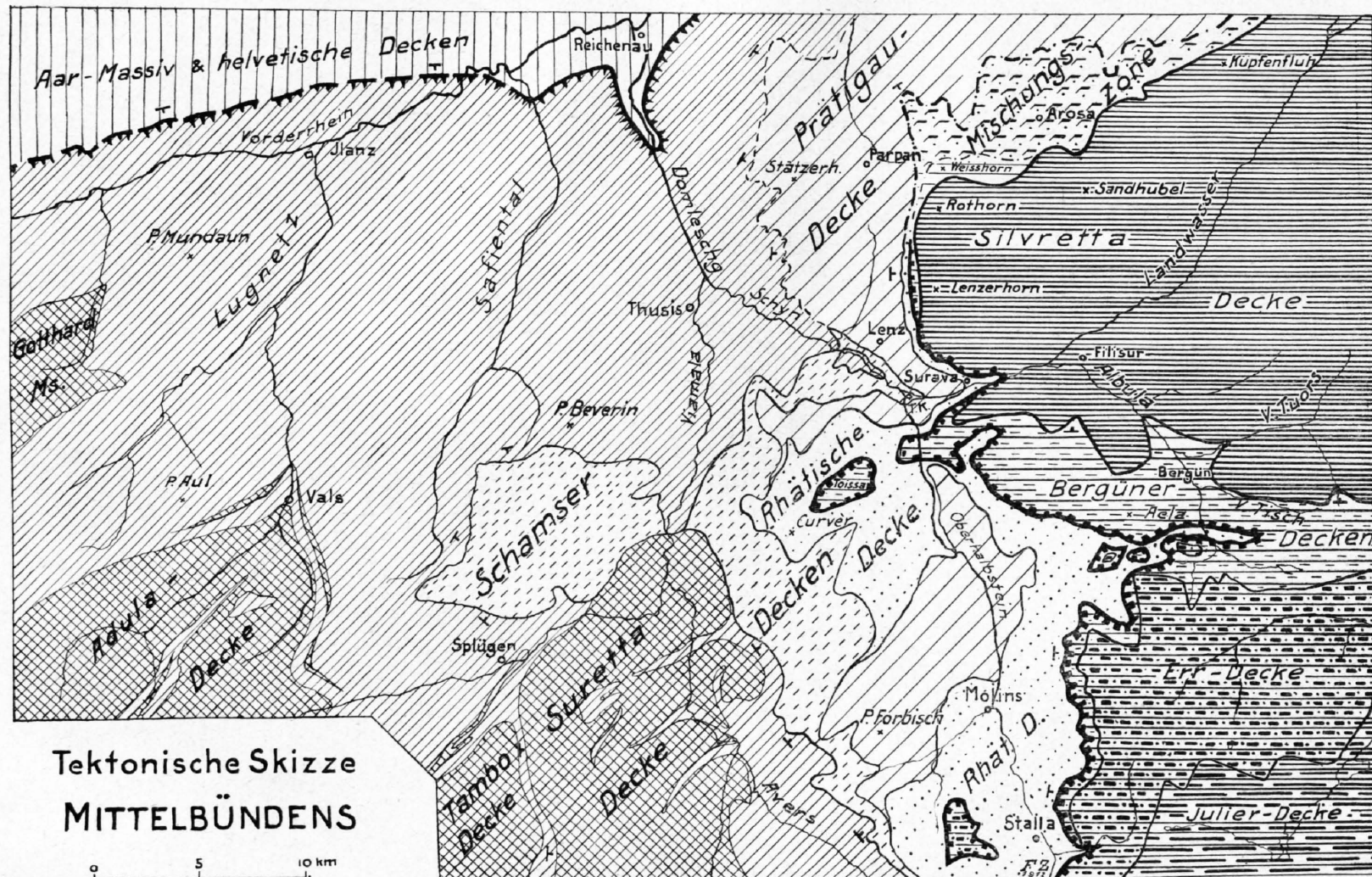
1. *Ampferer, O., und Hammer, W.* Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jahrb. k. k. geolog. Reichsanstalt, 1911, Bd. 61, 3. und 4. Heft.
2. *Arbenz, P., und Staub, W.* Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal und die Überschiebung der Bündnerschiefer südlich von Bonaduz. Vierteljahrsschrift der Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. 55, 1910.
3. *Argand, E.* Sur la racine de la nappe rhétique. Mitt. d. schweiz. geolog. Kommission, 1909, 1. Jahrg.
4. *Argand, E.* Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux. Matér. pour la carte géologique de la Suisse, nouvelle série, XXXI^e livraison.
5. *Beck, P.* Das Substratum der medianen Präalpen und seine Beziehungen zu den Habkern- und Bündner-Decken. Ecl. geol. helv., vol. XI, n^o 6.
6. *Blösch, E.* Geologischer Überblick über das Berninagebiet. Sonderabdruck aus Englers botanischen Jahrbüchern, 47. Bd., Heft 1—2. Leipzig 1911.
7. *Böse, E.* Zur Kenntnis der Schichtenfolge im Engadin. Zeitschr. der deutsch. geolog. Ges. Berlin, Bd. XLVIII, 18.
8. *Brockmann-Jerosch, H.* Die Flora des Puschlav. Leipzig. Verlag von Wilhelm Engelmann, 1907.
9. *Diener, C.* Die Kalkfalte des Piz Alv in Graubünden. Jahrb. der k. k. geolog. Reichsanstalt, 1884, 34. Band.
10. *Diener, C.* Geologische Studien im südwestlichen Graubünden. Sitzungsber. der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften in Wien. Math.-naturw. Klasse. Bd. XCVII, Abt. I, 1888.
11. *Diener, C.* Der Gebirgsbau der Westalpen. 1891.
12. *Escher v. d. Linth, A.* Geologische Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden. 1853.
13. *Escher, A., und Studer, B.* Geologische Beschreibung von Mittel-Bünden. Denkschr. der Schweiz. naturf. Ges. 1839.
14. *Frech, F.* Über den Gebirgsbau der Tyroler Centralalpen. Wiss. Erg. Hefte des D.-Ö. Alpenver., II. Bd. Innsbruck 1905.
15. *Gümbel, v.* Geologisches aus dem Engadin. Jahresber. der Naturf. Ges. Graubündens, 31. Jahrg., 1888.
16. *Haug, E.* Sur les racines des nappes supérieures des Alpes occidentales. Comptes rendus des séances de l'Ac. des sciences. T. 148, p. 1427—1430. Paris 1909.
17. *Heim, Alb.* Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Text zur geologischen Karte der Schweiz, Blatt XIV, 1:100,000. Beitr. zur geolog. Karte der Schweiz, Liefg. 25, 1891.
18. *Heim, Alb.* Über die nordöstlichen Lappen des Tessiner Massivs. Geologische Nachlese, Nr. 17. Vierteljahrsschr. der Naturf. Ges. Zürich, 1906.
19. *Hoek, H.* Geologische Untersuchungen im Plessurgebirge um Arosa. Ber. der Naturf. Ges. Freiburg i. Br., Bd. XIII, S. 215—270, 1903.
20. *Hoek, H.* Das zentrale Plessurgebirge. Ber. der Naturf. Ges. Freiburg i. Br., Bd. XVI, S. 367—448, 1906.
21. *Jeannet, A.* La nappe rhétique dans les Préalpes vaudoises. Comptes rendus Acad. Sc. Paris, 25 janvier 1909.
22. *Jeannet, A., et Rabowski, F.* Le Trias du bord radical des Préalpes médianes entre le Rhône et l'Aar. Ecl. geol. helv., vol. XI, n^o 6, 1911.
23. *Jennings, A. V.* The Geology of the Davos District. Quarterly Journal of the Geological Society, vol. 55 (1899), p. 381—412.
24. *Kober, L.* Der Aufbau der östlichen Nordalpen (vorläufige Mitteilung). Sitzungsber. der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften in Wien. Math.-naturw. Klasse. Bd. CXX, Abt. I, November 1911.

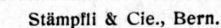
25. *Kober, L.* Untersuchungen über den Aufbau der Voralpen am Rande des Wiener Beckens. Mitteil. der geolog. Ges. in Wien, Bd. IV, 1911, S. 63—116.
26. *Lorenz, Th.* Geologische Studien im Grenzgebiete zwischen helvetischer und ostalpiner Facies: II. Der südliche Rhätikon. Ber. der Naturf. Ges. Freiburg i. Br., Bd. XII, S. 34—95, 1901.
27. *Lugeon, M.* La région de la Brèche du Chablais. Bull. Soc. géol. de France, VII, 1895—1896.
28. *Lugeon, M.* Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. Soc. géol. de France, 4^e série, tome I, p. 723—825, 1901.
29. *Lugeon, M.* Belemnites et radiolaires de la Brèche du Chablais. Ecl. géol. helv., vol. VIII, p. 419—420, 1905.
30. *Meyer, H.* Geologische Untersuchungen am Nordostrande des Silvrettamassives im südlichen Graubünden. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., Bd. XVII, S. 130—177, 1909.
31. *Meyer, H., und Welter, O.* Zur Geologie des südlichen Graubündens. Monatsber. Deutsch. Geolog. Ges., Bd. 62, Jahrg. 1910, Nr. 1.
32. *Paulcke, W.* Geologische Beobachtungen im Antirhätikon. Ber. der naturf. Ges. zu Freiburg i. B., Bd. XIV, 1904, pag. 257—298.
33. *Paulcke, W.* Beitrag zur Geologie des „Unterengadiner Fensters“. Sonderabdruck aus dem 23. Bd. der Verhandl. des naturw. Vereins Karlsruhe. 1910.
34. *Paulcke, W.* Tertiär im Antirhätikon und die Beziehung der Bündner Decke zur Niesenflyschdecke und der helvetischen Region. Zentralblatt für Min., Geol., Paläont., Jahrg. 1910, S. 540—548.
35. *Rabowski, F.* Sur l'extension de la nappe rhétique dans les Préalpes bernoises et fribourgeoises. Comptes rendus Acad. sc. Paris, 25 janvier 1909.
36. *Rothpletz, A.* Geologische Alpenforschungen, I, II. Das Grenzgebiet zwischen den Ost- und Westalpen und die rhätische Überschiebung. München, 1900 und 1905.
37. *Rothpletz, A.* Das Gebiet der zwei grossen rhätischen Überschiebungen zwischen Bodensee und dem Engadin. Sammlung geologischer Führer, X. Berlin, Bornträger, 1902.
38. *Rothpletz, A.* Geologische Alpenforschungen III. Die Nord- und Südüberschiebungen in den Freiburger Alpen. München, 1908.
39. *Salomon, W.* Die Adamellogruppe, ein alpines Zentralmassiv und seine Bedeutung für die Gebirgsbildung und unsere Kenntnis von dem Mechanismus der Intrusionen. I. Teil. Abhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt. Band XXI, Heft 1.
40. *Schardt, H.* Sur l'origine des Préalpes romandes. Arch. sc. phys. et nat. Genève, 30. N° 12, 1893. Ecl. géol. helv. vol. IV, p. 129—142, 1893.
41. *Schardt, H.* Die exotischen Gebiete etc. Vortrag, gehalten in Engelberg. Ecl. géol. V, pag. 233 bis 250, 1898.
42. *Schiller, W.* Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I. Lischannagruppe. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. B. Bd. XIV, 1904. II. Piz Lad-Gruppe. Ebenda, Bd. XVI, 1906.
43. *Schlagintweit, O.* Geologische Untersuchungen in den Bergen zwischen Livigno, Bormio und St. Maria im Münstertal. Zeitschr. Deutsch. Geolog. Ges., Bd. 60, Jahrg. 1908, Heft 2 und 3.
44. *Schmidt, C.* Über das Alter des Bündnerschiefers im nordöstlichen Graubünden. Ber. d. oberrhein. geol. Ver. Freiburg i. Br., 1902.
45. *Schmidt, C.* Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. Ecl. géol. helv. IX, S. 484—584, 1907.
46. *Seydlitz, W. von.* Geologische Untersuchungen im östlichen Rhätikon. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., Bd. XVI, S. 232—367, 1906.
47. *Seydlitz, W. von.* Sur les granites écrasés (mylonites) des Grisons, du Vorarlberg et de l'Allgäu. Comptes rendus, Acad. Sc. Paris, 11 avril 1910.
48. *Seydlitz, W. von.* Schollenfenster im Vorarlberger Rhätikon und im Fürstentum Liechtenstein. Mitteilungen der Geolog. Ges. Wien, Bd. IV. 1911.
49. *Spitz, A.* Gedanken über tektonische Lücken. Verhandl. k. k. geolog. Reichsanstalt, 1911, Bd. 61., Nr. 13.
50. *Spitz, A. und Dyrenfurth, G.* Vorbericht über die Tektonik der zentralen Unterengadiner Dolomiten. Sitzungsber. Kais. Ak., Wiss. Wien, mathem.-naturw. Klasse, 1907. Zweiter Vorbericht etc., ebenda 1909.
51. *Steinmann, G.* Geologische Beobachtungen in den Alpen. I. Teil. Das Alter der Bündnerschiefer. Ber. der naturf. Ges. Freiburg i. Br. Bd. IX. S. 245—263, 1895.

52. *Steinmann, G.* Geologische Beobachtungen in den Alpen. I. Teil (Fortsetzung und Schluss). Ber. der naturf. Ges. Freiburg i. Br., Bd. X, S. 215—292. 1898.
53. *Steinmann, G.* Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Teil. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br., Bd. XIII, S. 18—67. 1905.
54. *Steinmann, G.* Über die Stellung und das Alter des Hochstegenkalks. Mitteilungen der Geolog. Ges. Wien, Bd. III. 1910.
55. *Suess, E.* Über das Inntal bei Nauders. Sitzungsber. Kais. Akademie Wiss. Wien. Mathem.-naturw. Klasse, Bd. LXIV, Abt. 1, S. 699—735, 1905.
56. *Suess, E.* Das Antlitz der Erde. III. Bd., 2. Hälfte. Wien, Leipzig, 1909.
57. *Suess, E.* La face de la terre. — Traduit avec l'autorisation de l'auteur et annoté sous la direction d'*Emmanuel de Margerie*. Tome III (2^e partie). Paris, 1911.
58. *Tarnuzzer, Chr.* Geologisches Gutachten für die Anlage einer normalspurigen Bahn Chur-Albulafenberg-Münster (Engadin-Orientbahn). Sep.-Abdruck aus den „Schweizer-Bahnen“. Zürich, 1896.
59. *Tarnuzzer, Chr.* Die Asbestlager der Alp Quadrata bei Poschiavo (Graubünden). Zeitschr. f. prakt. Geologie, 1902.
60. *Tarnuzzer, Chr.* Geologische Verhältnisse des Albulatunnels. Jahresber. der Naturf. Ges. Graubündens, 46. Jahrg. 1904.
61. *Tarnuzzer, Chr.* Geologische Beobachtungen während des Baues der Eisenbahn Davos-Filisur. Jahresber. naturf. Ges. Graub., 50. Bd., 1908.
62. *Tarnuzzer, Chr.* Serpentinesteine und Asbest im Puschlavertale, Kanton Graubünden. Der Steinbruch, III. Jahrg., 1908.
63. *Tarnuzzer, Chr.* und *Grubenmann, U.* Beiträge zur Geologie des Unterengadins. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, Neue Folge, XXIII. Liefg. 1909. Erschienen 1911.
64. *Termier, P.* Sur la fenêtre de la Basse-Engadin. Comptes rendus 24 oct. 1904.
65. *Termier, P.* Les Alpes entre le Brenner et la Valteline. Extrait du bulletin de la soc. géol. de France, 4^e série, t. V, 1905.
66. *Theobald, G.* Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Liefg. 2, 1863.
67. *Theobald, G.* Geologische Beschreibung der südöstlichen Gebirge von Graubünden etc. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Liefg. 3, 1866.
68. *Uhlig, V.* Aus dem mesozoischen Gebiete der Radstätter Tauern. In: F. Becke und V. Uhlig, Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalpmassiv und in den Radstätter Tauern. Sitzungsber. Kais. Ak. der Wiss., Wien. Mathem.-naturw. Klasse; Bd. CXV, Abt. I. 1906.
69. *Uhlig, V.* Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsber. der Kais. Akademie der Wiss., Wien. Mathem.-naturw. Klasse, Abt. I. 1907.
70. *Uhlig, V.* Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstätter Tauern. Sitzungsbericht d. Kais. Ak. d. Wiss., Wien. Mathem.-naturw. Klasse, Bd. CXVII, Abt. I. 1908.
71. *Uhlig, V.* Der Deckenbau in den Ostalpen. Mitteilungen der Geolog. Ges. Wien, Bd. II. 1909.
72. *Wetter, O. A.* Stratigraphie und Bau der Alpen zwischen Hinterrhein und Safiental. Ecl. géol. helv. X, Nr. 6, S. 804—851, 1909.
73. *Wilckens, O.* Über die Existenz einer höhern Überschiebungsdecke in der sogenannten Sedimenthülle des Adula-Deckmassivs (Graubünden). Monatsber. deutsche geol. Ges., Bd. 61, Jahrg. 1909, Nr. 11.
74. *Zöppritsch, K.* Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapass und Livigno. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., Bd. XVI, S. 164—231, 1906.
75. *Zyndel, F.* Über die Tektonik von Mittelbünden. Verh. Schweiz. naturf. Ges. 1910, Bd. I, S. 241—244. Ecl. géol. helv. Vol. XI, N° 3, 1910, pag. 294.

Inhalt.

	Seite
<i>Einleitung</i>	1
I. Über den geologischen Bau Südwestbündens.	
A. Die tektonische Stellung der Schamser Decken.	
1. Westschams und Otschams	3
2. Schyn und Lenzerheide	6
B. Zur Gliederung der Bündnerschiefer-Massen	8
II. Über den Bau der Alpen zwischen Chur und Tirano.	
A. Gesteine der „Aufbruchzone“ des Plessurgebirges	9
B. Die rhätische Decke des Oberhalbsteins und des Oberengadins	10
C. Gliederung der ostalpinen Decken vom Plessurgebirge bis zum Berninagebirge.	
1. Zweiteilung: obere und untere ostalpine Decke	11
2. Die obere ostalpine Decke (Silvrettadecke)	12
3. Die untere ostalpine Decke	13
a) Bergüner Decken	14
α . Albuladecke	14
β . Aeladecke	15
γ . Suraver Zwischendecke.	17
b) Errdecke	18
c) Julier-Berninadecke	22
D. Deutung der Graubündner Aufbruchzone als Mischungszone	22
E. Vom Piz Tremoggia nach Süden	24
1. Malenco, ein Fenster unter der rhätischen Decke	25
2. Wurzelregion der rhätischen Decke und der ostalpinen Decke	26
III. Fortsetzung der Decken Mittelbündens gegen Osten.	
A. Ostgraubünden.	
1. Unterengadiner Fenster	27
a) Serien des Fensters	27
b) Zusammensetzung des Rahmens	28
2. Deckennatur der Ortlerregion	29
B. Tauern, Semmering, Karpathen	30
C. Klippen am Nordrande der Ostalpen	31
IV. Zur Herkunft der exotischen Massen am Nordrande der Schweizer Alpen	32
<i>Literaturverzeichnis</i>	36



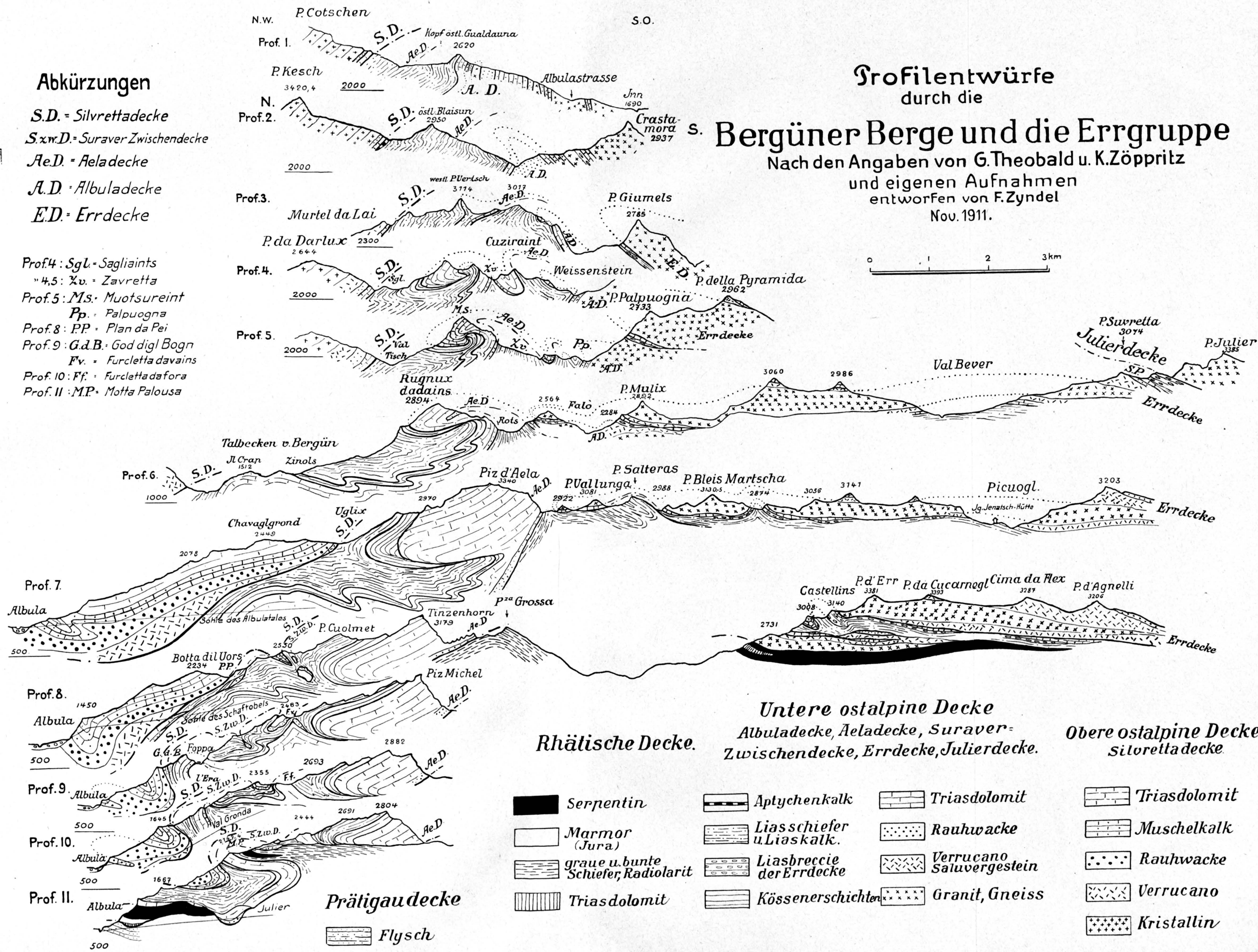


Prof. 4 : *Sgl.* = *Sagliaints*
 " 4,5 : *Zv.* = *Zavretta*
 Prof. 5 : *Ms.* = *Muotsureint*
Pp. = *Palpuogna*
 Prof. 8 : *PP.* = *Plan da Pei*
 Prof. 9 : *G.d.B.* = *God digl Bogn*
Fv. = *Furcletta davains*
 Prof. 10 : *Ff.* = *Furcletta dafora*
 Prof. 11 : *MP.* = *Motta Palousa*

Profilentwürfe
durch die

s. Bergüner Berge und die Errgruppe

Nach den Angaben von G.Theobald u. K.Zöppritz
und eigenen Aufnahmen
entworfen von F.Zyndel
Nov. 1911.



Längsprofile durch die Errgruppe.

