

Tektonische Untersuchungen im Gebiet der nordöstlichen Adula,

mit Bemerkungen zur Tektonik und Orogenese der penninischen Decken überhaupt.

Von

H. Ph. ROOTHAAN.

Mit einer tektonischen Karte und zwei Profiltafeln.

(Als Manuskript eingegangen am 20. Februar 1918.)

Eines derjenigen schweizerischen alpin-geologischen Probleme, die immer dringender eine rasche Lösung erforderten, war die Tektonik der vom Tessin nordwärts vorstossenden, im Rheinwaldhorn kulminierenden Gneismassen und der zwischen diesen und dem Ostende des Gotthardmassivs plötzlich von ihrer schmalen Nordtessiner Zone zum mächtigen Komplex Mittelbündens anschwellenden mesozoischen Schiefer. Die ausserordentlich raschen Fortschritte in der Erkenntnis des übereinstimmenden Baues der Bündner und Walliser Alpen, die geistreichen Versuche der Parallelisierung ihrer tektonischen Einheiten, der Decken, welche sich in so glänzender Weise an die Namen E. Argand und R. Staub knüpfen, drängten immer mehr dazu, in der bisher einheitlich Aduladecke genannten Gneismasse die Äquivalente sowohl der St. Bernhard-, wie der Monte Leone- und Lebendundecke des Wallis zu suchen. Wohl wusste man von der gewaltigen Zerschlitzung der Aduladecke durch Triassynklinalen, wohl kannte man Dolomit- und Gneishorizonte in den Bündnerschiefern an ihrer Stirn, doch über die genaueren Verhältnisse tappte man immer noch vollständig im dunkeln. In zwei Sommerkampagnen, 1916 und 1917, habe ich die petrographische und tektonische Bearbeitung der Umgebung von Vals durchgeführt, eines Gebietes, welches ungefähr begrenzt wird durch folgende Linien: Peidenbad-Safienplatz-Nufenen-Zapportklubbhütte - Zervreila - Scharboden - Vrin - Lumbrein - Peidenbad. Wenn auch die geologische Kartierung noch nicht überall die wünschenswerte Vollständigkeit und Genauigkeit aufweist, um eine Publikation auf Grund der topographischen Karte zuzulassen — ein Umstand, der zum grössten Teil der Unübersichtlichkeit und Unwegsamkeit

der vielfach bewaldeten und zerklüfteten Schieferkomplexe zuzuschreiben ist —, wenn auch die Beendigung der Laboratoriums- und Mikroskopierarbeit wohl noch etwas hinausgezögert werden wird, so dürfte es doch nicht gerechtfertigt sein, die Veröffentlichung der tektonischen Ergebnisse davon abhängig zu machen. Sie sind immerhin schon sicher genug, um eine mehr oder minder vorläufige kurze Darstellung zu finden. Ich hoffe mit ihnen ein gut Teil zur Lösung des im Anfang formulierten Problems beizutragen, und treten sie auch an Bedeutung gegenüber vielen andern Resultaten moderner Alpengeologie in den Hintergrund, so ist dies keineswegs ein Grund, ihnen ein zu geringes Interesse entgegenzubringen.

Ich danke den Herren Prof. Dr. U. Grubenmann, Prof. Dr. L. Rollier und Dr. R. Staub für mannigfache Auskunft.

Die vorliegende Arbeit sei folgendermassen gegliedert:

- I. Orographie.
- II. Historisches.
- III. Stratigraphisch-petrographischer Überblick.
- IV. Lokaltektunik.
- V. Regionaltektunik.
- VI. Faciesverteilung und Orogenese.

Natürlich ist keines dieser Kapitel erschöpfend. Angesichts der Lücken, welche noch ausgefüllt werden müssen, wäre solches ein schlecht zu rechtfertigendes Beginnen. Die petrographischen Ergebnisse werden bald eingehender publiziert werden.

I. Orographie.

Im Gebiet der nordöstlichen Adula, enthalten auf den Blättern 505 Hinterrhein, 413 Vrin und 409 Ilanz des topogr. Atlases der Schweiz, sind es die Wasserläufe von Hinterrhein, Valserrhein, Glenner und Rabiusa, die das orographische Bild bestimmen. Sie kümmern sich alle recht wenig um den geologischen Bau des Untergrundes und die Gesetze der Morphologie.

Im Süden steht der hohe, vom Rheinwaldhorn (3398 m) ostwärts zum Bärenhorn ausstrahlende Bergkamm mit den aufgesetzten Gipfeln Güfer-, Hochberg-, Lorenz-, Kirchalhorn, Wenglispitze und Valserhorn zwischen dem Rheinwald mit seinem obersten Abschnitt, dem wilden gletscherumrahmten Zapport und den Tälern von Vals. Wenn der Valserbergpass genau auf der Grenze von Altkristallin und Bündnerschiefer liegt, so wird diese Abhängigkeit der Topographie von der Geologie weiter nördlich bald verlassen, indem der Peiler-

bach sich ganz im Gneis einschneidet und jene Grenze hoch oben am rechten Abhang verläuft.

Zwischen Peil, Kanal und Lenta, den drei meridional verlaufenden Seitentälern des Valserrheins, erhebt sich einerseits die Masse des Fanellahorns mit seinen Trabanten Curaletschhorn, Ampervreilerhorn und Weissgrätli, andererseits das Furketlihorn mit den abenteuerlichen Gestalten des Zervreilerhorns und Brochenhörnli. Bemerkenswert sind die drei schönen kleinen Karseen im Hintergrunde der Alpen Curaletsch, Ampervreila und Selva.

Im Westen bildet der Gipfelzug Rheinwaldhorn-Piz Terri einen Teil der Wasserscheide zwischen Rhein und Tessin. Ihn überquert im Sorredapass der Weg Vals-Olivone. Kaum glaublich scheint es, dass in früheren Zeiten die beiden hintersten Valser Alpen vom Tessin aus über diesen beschwerlichen Pass hinüber mit Hornvieh befahren wurden. Im Herbst aber mussten die Alpprodukte auf dem Umweg über das Vorderrheintal und den Lukmanier heimwärts geführt werden!

Den flachen Alluvialboden des in seiner einfachen und grosszügigen Architektur erhabenen einsamen Tales von Zervreila verlassend, bahnt sich der Rhein in tiefer Schlucht, immer im Gneis bleibend, einen Weg nach Valsplatz, um dort, nach Norden sich wendend und in die Bündnerschiefer eintretend, diese durch die „Luchneren“ quer zu durchbrechen und sich bei Furth mit den schwarzen Fluten des Glenner zu vereinigen. Dieser, in mehreren Bächen am Fusse des so ausserordentlich eindrucksvollen Piz Terri (3125 m) entspringend, bedroht bereits das oberste Gebiet des Valserrheins: deutlich sieht man vor seiner rastlosen Tätigkeit die Wasserscheide zwischen beiden in den Gneisgipfeln Piz Scharboden, Piz la Capialla und Frunthorn nach Süden ausbiegen, gegenüber der Richtung, welche die weiter nördlich gelegenen: Schwarzhorn, Faltschornhorn, Piz Aul (3124 m) und Piz Seranastga innehalten. Der Glenner fliesst durchwegs in Bündnerschiefer, nur zu einem ganz geringen Teil annähernd die Grenze derselben gegen das Gotthardmassiv zwischen Vrin und Lumbrein erreichend.

Nördlich des Glenner und westlich des Rheins breiten sich auf den sanften Hängen des Piz Mundaun die prächtigen Dörfer des Lugnetz aus, während auf der gegenüberliegenden Seite, östlich vom Rhein, die zerstörende Wirkung des Wassers die Oberhand hat und in schauerlichen Tobeln gegen das Safiental arbeitet. Die Wasserscheide zwischen Lugnetz und Safien ist eine fast nordsüdlich verlaufende Kette von Bündnerschiefergipfeln, angefangen vom Bären-

horn über Piz Tomül, Thälihorn, Crap grisch bis zum Piz fess und Piz Riein mit dem einzigen Übergang des Tomülpasses. Das Safiental ist ein typisches Isoklinäletal. Aus seinem obersten düsteren Abschnitt führt der Pass des Saffierberges ins Rheinwald, von wo wir bei unserm topographischen Überblick ausgingen.

II. Historisches.

Das im vorstehenden Kapitel umrissene Gebiet war in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts natürlich auch Arbeitsgebiet Theobalds, Eschers und Studers, der Schöpfer der Bündnergeologie. In seiner „Geologie der Schweiz“ beschreibt 1851 Studer, den Weg von Olivone über den Sorredapass nach Zervreila, das Kanaltal hinauf über die Plattenschlucht nach Zapport und Hinterrhein verfolgend, das Adulagebirge. Eine andere Reise machte ihn mit den grauen und grünen Bündnerschiefern bekannt. Sie führte von Vrin durch die Fuorcla de Patnaul nach Valsplatz, von da über den Tomülpass ins Safiental, gewiss einer Route, die zu den geologisch aufschlussreichsten gehört, da sie fast alle tektonischen Elemente des Gebirges durchquert, die freilich Studer noch nicht erkennen konnte.

Vierzig Jahre später fand dann das Gebiet eine meisterhafte Beschreibung in Alb. Heims „Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein“. Immer wieder muss man bei der Lektüre dieses Werkes, das so ausserordentliche geologische Einfühlungsvermögen bewundern, mit welchem alle Einzelheiten dargestellt werden, so dass sie sich heute noch ohne jegliche Schwierigkeit in die gegen damals völlig umgewandelten theoretischen Vorstellungen fügen.

Der neunte Abschnitt dieses Werkes ist dem nördlichen Teil des Adulamassives gewidmet. Sätze wie die folgenden mögen als Beweis für das soeben Ausgesprochene hier stehen: „Dasjenige unter den mir bekannten Zentralmassiven, welches dem Adulamassiv sowohl im Bau als auch nach den Gesteinen weitaus am nächsten steht, ist das Massiv des Simplon. Der Monte Leone nimmt dort nach Gestein und Lagerung eine durchaus ähnliche Stellung ein wie der Piz Valrhein (Rheinwaldhorn) im Adulamassiv“ (pag. 353). Heute können wir an Stelle des „ähnlich“ ein „gleich“ setzen!

Die Adula wird als „erstaunlich regelmässiges breites Gewölbe“ beschrieben, dessen „Sedimente durchweg in vollkommener Konkordanz liegen, . . . keine Eruptivgesteine, kein Abstossen einzelner Gesteinsarten an anderen, alle kristallinischen Schiefer vom Antigorogneis im Grunde des Blenioales bis hinauf auf den Gipfel des

Piz Valrhein oder Piz Fanella in regelmässiger Schichtung wie ein enormer Komplex mariner Sedimente Schicht auf Schicht gleichförmig aufgelagert ohne jede sichtbare Störung“ (pag. 352).

Die Einlagerungen von Dolomiten und Marmoren in der Fanellamasse werden natürlich als paläozoisch aufgefasst, für diejenigen des Passo di Sorreda jedoch stellt sich bereits die Ahnung ihrer Triasnatur ein.

Im achten Abschnitt begegnen wir einer Schilderung des Bündnerschiefergebietes, wie sie seither nicht mehr unternommen, viel weniger übertroffen worden ist. Diese Bündnerschieferzone zwischen Gotthard- und Adulamassiv wird als „eine nach oben fächerförmig sich öffnende Mulde“ gedeutet, deren asymmetrischer Bau aber sicher erkannt wird. Heim teilt sie ferner von Norden nach Süden in acht Unterzonen ein:

1. Glatte, schwarze, kalkfreie Bündnerschiefer, Piz Scopi-Surrhein.
2. Graphitschwarzglänzende Knotenschiefer, Ganna nera-Diesrut (dort nach Osten auskeilend).
3. Braun anwitternde, kalkige und sandige Bündnerschiefer, Val di Campo-Lumbrein-Piz Mundaun.
4. Dolomitzug Chirone-Peiden.
5. Braun anwitternde, dunkelgraue Bündnerschiefer und Glimmerbündnerschiefer, Gola di Sosto-Val Seranastga. Südwärts durch Quarzite abgegrenzt gegen
6. Unterzone des Piz Terri-Piz della ruinas neras, schwarze Thonschiefer. Südwärts durch Quarzite abgegrenzt gegen
7. Unterzone der Marmore, Val Scaradra-Seranastgatälchen-Buccarischuna.
8. Glimmerbündnerschiefer als normales Hangende der Trias über den Adulagneisen.

Im Durchbruch des Valserrheins werden alle diese Unterzonen wieder festgestellt. Wie richtig diese Einteilung ist, wird sich im Verlaufe der tektonischen Beschreibung von selbst ergeben. Mit wenig Modifikationen stellt sie die modern-tektonische Gliederung der Schiefermassen dar.

Mit Nachdruck und durchschlagender Überzeugungskraft setzt sich Heim für das mesozoische Alter dieser sämtlichen Bündnerschiefer ein, gegen C. Diener und Gümbel, die sie für paläozoisch hielten. „Der Bündnerschiefer beginnt — besonders im Westen — wahrscheinlich schon in der Trias; sein Schwerpunkt gehört dem Lias und er reicht wahrscheinlich noch in den Dogger und die Oxfordbildungen hinein“ — diesen Satz (pag. 297) möchte ich, an Stelle

des „wahrscheinlich“ ein „höchstens“ setzend, hier doppelt und dreifach unterstreichen, heute aber denjenigen zur Beachtung, die noch Malm, Kreide und Tertiär in diesen Schiefen enthalten wissen möchten, wobei ich selbstverständlich nur vom Gebiet westlich des Heinzenberges rede.

C. Diener hatte seine Untersuchungen u. a. im Safiental gemacht und dort die Trias der Splügener Kalkberge als normales Hangende der Bündnerschiefer betrachtet (8). Rothpletz (27) unternahm 1895 den Versuch eines definitiven Verständigungsfriedens in dem alten Kampf um das Alter der Bündnerschiefer, und zwar ebenfalls auf Grundlage von Untersuchungen in unserem Gebiet. Sowohl die Schichtfolge in der Gegend der Splügener Kalkberge, wie die bei Ilanz sollte normal sein und somit palaeozoische Schiefer auf mesozoische überschoben sein. Tatsächlich existiert am Pala de tgiern nordwestlich des Crap grisch eine ausgesprochene Überschiebungsdiskordanz, die, wie mir scheint, schon Studer aufgefallen war; sie ist aber ganz anders zu deuten. Rothpletz illustrierte seine Arbeit unter anderem mit einer Kartenskizze und bemerkenswerten Profilen durch Bärenhorn, Piz Seranastga und die Kette des Piz Mundaun. Rothpletz' Hypothese liess dann natürlicherweise nicht zu, die Dolomite von Vals als Trias zu betrachten.

Bald sollten alle derartigen Annahmen überflüssig gemacht werden durch die aufstrebende Deckentheorie, die sich unter Schardts und Lugeons Händen entwickelte. Bereits 1898 sprach Schardt von der Adula als Analogon der Antigoriodeckfalte.

Tarnuzzer (41) stellte 1905 zuerst in anderem Zusammenhang die Marmorlager des Fanellagebietes zur Trias, welche da und dort in enggepressten und zerdrückten Mulden in den Adulagneis und seine Glimmerschiefer eingelagert seien.

1906 zeichnete Alb. Heim (16) sein bekanntes Profil durch die Tessiner Gneisdecken, ohne auf irgendwelche Komplikationen innerhalb der Aduladecke einzugehen.

In diesen Jahren war O. Wilckens kartierend in dem Gebiet tätig. Er beabsichtigte, das Blatt Vrin und die nördliche Hälfte des Blattes Hinterrhein geologisch aufzunehmen, jedoch scheint diese Arbeit nie beendet worden zu sein, denn eine zusammenfassende Darstellung fehlt. Einige kleinere Mitteilungen aber machen uns mit wertvollen Entdeckungen bekannt.

1907 tritt Wilckens, hauptsächlich auf Grund ihrer Vergesellschaftung mit Rauhwaacke, nachdrücklich für das triadische Alter der Marmore und Dolomite im Gneis ein (43), eine Ansicht, die von

C. Diener später wiederum bekämpft wurde. Besonders wichtig ist die Auffindung einer weiteren solchen Triaszone im Zapport, dem obersten Teil des Hinterrheintales, tief in den Gneisen drin. Wilckens meinte, sie könne möglicherweise mit derjenigen des Val Soja in Zusammenhang gebracht werden, welcher Meinung auch Ed. Suess im „Antlitz der Erde“ sich anschloss. Ihre wirkliche Bedeutung wird uns der tektonische Abschnitt bald kennen lehren.

Das Jahr 1909 bringt eine weitere Mitteilung desselben Autors (44), welche uns mit einem Gneishorizont bekannt macht, der, im Bündnerschiefer von den östlichen Hängen des Pöiltales in die Kette des Piz Aul oberhalb der Leiser Heuberge hinüberstreichend, von Wilckens als Kern einer höheren Decke aufgefasst und als nördlichster Ausläufer des Tambogneises wahrscheinlich zu machen versucht wird. Mit diesem „Wilckens'schen Augengneis“, wie ich ihn vorläufig nennen will, werden wir uns eingehend zu beschäftigen haben. Vorläufig will ich nur die Bemerkung machen, dass ich in noch höheren Lagen wiederum echten Adulagneis gefunden habe.

In einer dritten kleinen Abhandlung (45) beschäftigt sich Wickens mit der ausserordentlich intensiven Kleinfaltung der Gesteine unseres Gebiets und bringt davon einige eindrucksvolle Abbildungen. Ferner wendet er sich gegen Freudenberg, welcher, Klemm (20) folgend, versucht hatte, auf Grund einiger Beobachtungen im Bernardino-gebiet mesozoisches Alter des Adulagneises nachzuweisen (10).

In einer zweiten Arbeit (11) kommt dann Freudenberg später erfreulicherweise selbst zum Schluss, diesem Gneis permisches Alter zuzusprechen. Und es ist ja klar: irgendwie bemerkenswerte mesozoische Intrusionen würden uns heute wohl keine Schwierigkeiten ihrer Deutung bereiten. Das Bild wäre ein vollständig anderes.

Zyndel, in seiner Arbeit „Über den Gebirgsbau Mittelbündens“ (49), berührt ganz kurz unser Gebiet dort, wo er über die Beziehungen des Kreide-Tertiär-Flysches seiner Prättigaudecke zu den Liasschiefern Südwestbündens spricht, und ihre gegenseitige tektonische Unabhängigkeit nachweist. Wichtig ist uns hier seine Entdeckung eines Triashorizontes am Brusghorn und südlich davon in den Abstürzen über die „Nollen“ im Hintergrund des Safientales. Weitere Ergebnisse seiner in Aussicht gestellten Untersuchungen über die stratigraphische und tektonische Gliederung der tieferen Bündnerschieferdecken zu veröffentlichen, war dem auf so tragische Weise ums Leben Gekommenen nicht mehr vergönnt. —

Zwei Namen sind mit der neueren Regionaltektonik der penninischen Decken unzertrennlich verknüpft: Emile Argand und

Rud. Staub. In glänzender Weise haben ihre Träger die verwickelte Schrift der Natur entziffert und uns in ihren Arbeiten ein Bild der Entstehung der Alpen entworfen von überwältigender Wucht, Einheitlichkeit und Grösse.

Diesen Arbeiten wollen wir uns jetzt kurz zuwenden, nachdem wir die Lokalforschungen Revue passieren liessen, und das auf unser Gebiet Bezügliche herausheben. Ihre Ergebnisse, welche, was die Gleichstellung der Decken Bündens und des Wallis anbelangt, endgültige sind, machen es überflüssig, den mehr oder weniger theoretischen Parallelisierungsversuchen, die jenen ersten Hinweisen Schardots und Lugeons gefolgt sind, weitere Aufmerksamkeit zu schenken.

Argand war der erfolgreiche Erforscher des Wallis. Wie sank das Ansehen der vielbewunderten Simplondecken! Fast zwerghaft erschienen sie nun im Vergleich zur gewaltigen Masse der St. Bernharddecke, als kleine Auswüchse am Grunde derselben. In letztere hinein-gebohrt, bleibt die Monte Rosa-Decke mit ihrer Stirn weit zurück, darüber wölbt sich die oberste penninische, die Dent Blanche-Decke, im Mt. Dolin fast kokett den letzten Rest ihres Mesozoikums tragend (2, 3, 4, 5).

Staub gelingt durch genaues Studium der Wurzelzone bei Bellinzona und Ivrea eine weitgehende Identifikation: die Bernharddecke ist der Adula-, die Monte Rosadecke der vereinigten Tambo-Suretta-, die Dent Blanchedecke der rhätischen Decke gleichzusetzen (35, 36). Letzterer wird in einer späteren Arbeit der Name Margnadecke gegeben und mit petrographischen und faciellen Hinweisen ihre Dent Blanche-Natur erhärtet (37). Argand entdeckt im Predoiragneis des Val Soja bei Olivone die Lebendundecke auch in Bünden wieder (6); darunter muss die Antigoriodecke, hier nun Simanodecke genannt, liegen, darüber das Äquivalent der Monte Leonedecke. Immer kleiner wird der Raum, der übrigbleibt für die im Wallis so mächtige Bernharddecke, denn sie muss sich wieder finden lassen im obersten Teil der Adulagneismassen. Dieses Problem zu lösen im Verein mit demjenigen des Wilckens'schen Augengneises, ferner die Gliederung der nördlich gelegenen Schiefermassen durchzuführen, wie auch darzulegen, welche Bewandtnis es mit dem Triaszug von Oberkastels und Peiden hat, soll der Zweck vorliegender Untersuchungen sein.

III. Stratigraphisch-petrographischer Überblick.

Da die eingehendere chemische und mikroskopische Untersuchung der Gesteine einer späteren Publikation vorbehalten bleiben soll, kann ich mich an dieser Stelle kurz fassen und bloss das Makroskopische hervorheben. Von früheren Arbeiten liegen die Mitteilungen C. Schmidts (31) im Anhang zu Heims Monographie vor, sowie die mikroskopischen Beiträge von Rolle zur Kenntnis der im Süden des Gebietes gelegenen Grünschiefer.

Im Altkristallinen lassen sich makroskopisch folgende Gesteine unterscheiden:

1. Chloritmuskovitschiefer,
2. Granatglimmerschiefer,
3. Injektionsgneis Typus Vallé.
4. Injektionsgneis Typus Zervreila.
5. Augengneise.
6. Aplite.
7. Amphibolitische und peridotitische Gesteine.

Auf den ersten Blick als solche zu erkennende Orthogneise gibt es hier keine. Wir haben es aller Wahrscheinlichkeit nach zu tun mit einem Gebiet alter aplitischer Injektion ursprünglicher Ton- und Mergelschiefer permischen oder karbonischen Alters (Casannaschiefer). Mehr oder weniger dynamometamorph, ohne Stoffzufuhr, liegen uns diese letzteren vor in den Glimmerschiefern, welche heute das handgendste Altkristalline darstellen. Es sind, wie immer, unansehnliche, wenig Erwähnenswertes bietende Gesteine, die nur ab und zu Aufmerksamkeit erregen durch Zahl oder Grösse ihrer ausgewitterten Granaten.

Darzulegen, wie man von ihnen durch Übergänge zu den eigentlichen Adulagneisen gelangt, ist hier nicht der Ort. Leicht unterscheidet man zwei Typen: den Gneis von Vallé bei Vals und denjenigen von Zervreila. Ersterer wird an einigen Stellen am Ausgang der Schlucht des Peilerbaches ausgebeutet, um zu Dach- und Bodenplatten Verwendung zu finden und dort hat man also die besten Aufschlüsse. Dieser schöne Gneis führt in reichlicher Menge einen grünen Glimmer, der zur weit verbreiteten Gruppe der Phengite gehört, dunklen Glimmer nur sehr spärlich. Er zeigt eine ausserordentlich regelmässige Schichtung, die durch die Injektion nicht gestört wurde, vielmehr ging diese genau parallel der Schichtfläche vor sich, oder der ursprüngliche Schiefer wurde von dem aplitischem Magma vollkommen durchtränkt. An den erwähnten Aufschlüssen kann man auch Lagen fast reinen Aplits beobachten, die bis zu einigen Centi-

metern mächtig sind und immer auf der Schichtfläche bleiben. Er kommt aber auch in weit mächtigeren Lagen vor, so in der Nähe, im Bett des Peilerbaches, ferner an den obern östlichen Hängen des Kanaltales, im Zapport.

Der Natur der nördlichen Adula als altes Injektionsgebiet entspricht auch der reichliche Gehalt an pneumatolytischen Mineralien: Turmalin findet sich allenthalben, Flusspat und Danburit wurden mehrfach entdeckt, auch Beryll ist vorhanden. Der Gneis von Zervreila ist noch saurer als der von Vallé. Ausserdem unterscheidet er sich von jenem durch einen gewissen Gehalt an dunklem Glimmer und öfters an Granat, sowie durch seine ausgesprochene Lagentextur, wie sie den meisten Tessiner Gneisen eigen ist und oft Übergänge zu Augengneisen entstehen lässt.

Ausser solchen, die demnach dem Zervreilagneis nahestehen, gibt es auch Augengneise, die einen etwas abweichenden Habitus besitzen. Hieher gehört vor allem der von Wilckens (44) beschriebene und abgebildete. Seine Feldspatäugen sind gewöhnlich 2—3 cm lang, können aber auch viel grösser werden. Er führt neben dem grünen Glimmer auch Chlorit. Ausser an den von Wilckens bekannt gemachten Stellen kommt dieses Gestein noch andernorts vor, wovon bei der tektonischen Betrachtung die Rede sein wird. Im obern Vernoktälchen (Val Nova) steht er in Verbindung mit einem Augengneis, der durch seine Biotitführung und die durchschnittlich grössern Augen wiederum einen etwas andern Typus repräsentiert. Dieser bildet, vom Dachberg und Frunthorn über den obersten Kessel der Alp Scharboden zum Piz desselben Namens hinüberreichend, den Nordrand des Altkristallinen der Adula.

Als Einlagerungen in den Glimmerschiefern und Gneisen treffen wir amphibolitische und peridotitische Gesteine, deren Einzelbeschreibung nicht hieher gehört. Sie zeichnen sich zum Teil durch auffallend bläuliche Hornblende, einem Übergangsglied zwischen gemeiner und Alkalihornblende aus. Sie dürften vielleicht aus einem Teil des basischen Magmas hervorgegangen sein, das als Gegenpol zum aplitischen entstand und irgendwo verblieben sein muss. In ihrem Zusammenhang werden sie Wichtigkeit für die Erkenntnis der Tektonik erlangen.

Gänge sind in unserem Gebiet nirgends zu vermerken. Ein Block Pegmatit, den ich auf der Alp de veglias (Gem. Camuns) an der Überschiebungsfäche einer Bündnerschieferdecke fand, steht einzelt. Nordöstlich des Dachbergs und südöstlich des Ampervreilahorns durchqueren breite, mit Quarz ausgefüllte Klüfte weithin den Gneis.

Als die altkristallinen Gesteine überlagernd, wurde von Heim klastischer Verrucano angegeben, so am Hohbühl und Valserberg. Ich habe solchen nicht wahrgenommen.

Das normale Hangende ist vielmehr die Trias. Sie beginnt, aber nicht überall, mit wenig mächtigen, weissen, grauen oder grünen Quarziten und Gneisquarziten, die oft gar nicht leicht von den Gneisen zu trennen sind. Die eigentliche dolomitische oder kalkige Trias mit ihren Rauhwacken benötigt wohl keiner eingehenderen Beschreibung, da sie ausgebildet ist wie überall in den penninischen Alpen. Jedoch müssen wir an dieser Stelle eine andere Frage ins Auge fassen, anknüpfend an eine Bemerkung R. Staub's in seiner letzten grossen Arbeit über Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen (38, pag. 170), nämlich dass wir neben den triadischen Flachseeablagerungen, den Quarziten, Rauhwacken, Kalken, Rötiodolomiten, bunten Schiefern und Breccien auch noch eine bathyale Facies der Trias annehmen müssen. „Wir finden sie, wie ebenfalls Argand für das Wallis gezeigt hat, zum Teil in der Facies der altkristallinen Paraschiefer, der Casannaschiefer, oder aber in der Facies der Schistes lustrés. An manchen Stellen in den Alpen sehen wir, wie die schlammigtonigen Sedimente der Casannaschiefer ununterbrochen in die gleichartige, nur meist kalkhaltige Ablagerung der Schistes lustrés übergehen und durch enge primäre Wechselagerung mit denselben innig verbunden sind. Es geht also nicht an, zu behaupten, die Trias fehle an jenen Stellen der penninischen Alpen und der Lias liege transgressiv auf dem Altkristallin, sondern die Trias ist vorhanden, aber in der Facies der Casannaschiefer und der Schistes lustrés, d. h. in bathyaler Facies.“ Solch allmählicher Übergang ist nun ganz deutlich wahrzunehmen am Nordrande des Altkristallinen in der Gegend zwischen Dachberg und Schwarzhorn. Zunächst trennt hier ein ziemlich mächtiger Dolomithorizont, der einer Deckengrenze angehört, die gestreckten Gneise des Dachberges und der Alp Pedanatsch von den Augengneisen und Paraschiefern, in welche die beiden gegen die Leiser Heuberge hinunterfliessenden Bäche eingeschnitten sind. Eine plötzliche Grenze dieser gegen die hängenden Bündnerschiefer ist aber nicht zu finden, die Veränderung ist eine allmähliche; Quarzite fehlen gänzlich und bloss einige Linsen von dolomitischem Kalk schalten sich in unregelmässiger Weise ein.

Ausserdem sind wir gezwungen, diese bathyale Trias auch im Hangenden der Wilcken'schen Augengneise zu postulieren, wenn wir diese als altkristallin betrachten, und das müssen wir; ihre sicherlich nicht rein sedimentogene, sondern injektiose Natur lässt

keinen andern Ausweg zu. Hier aber scheint dann der allmähliche Übergang zu fehlen.

Heim unterschied in unserem Gebiet auch Quartenschiefer, beispielsweise am Valserberg und am Piz Alpettas. Diese Auffassung kann kaum mehr aufrecht erhalten werden: nirgends konnte ich irgendwelche deutliche Anzeichen von Quartenschiefern bemerken.

Über der Trias gelangen wir in das einförmige Gebiet der Bündnerschiefer, in denen sich vorläufig keinerlei sichere stratigraphische Gliederung durchführen lässt und nur mit Mühe eine tektonische, an Hand einiger facieell abweichender Horizonte, die sich auf grössere Strecken verfolgen lassen, zum Beispiel der weissen Marmore, der Quarzite, Grünschiefer etc., in Verbindung mit den kleinen Linsen von Dolomit, Rauchwacke und Gneis an den Dislokationsflächen. In dem historischen Überblick wurde bereits gezeigt, wie Heim diese Massen in Unterabteilungen zerlegte und ich will hier nicht nochmals darauf zurückkommen. Ich kann stratigraphisch vorläufig nichts Zusammenhängendes beibringen mit Ausnahme der Auffindung eines Horizontes von Breccien und Quarziten, den ich verfolgen konnte von der Thälialp ob Nufenen über die Alpen Klein-Tomül, Tomül, Grava, Calasa bis in die Nähe des Pala da Tgiern. Ausserdem ist er noch vorhanden auf dem Rücken zwischen dem Seranastgatalchen und dem Tieftal. R. Staub hat bereits vom Vorhandensein dieser Breccie in seiner letzten Arbeit Notiz genommen und ihre vollständige Übereinstimmung mit der „Brèche du télégraphe“ und den andern Liasbreccien hervorgehoben, von der ich mich ebenfalls überzeugt habe. In diesem Zusammenhang möchte ich bemerken, dass Staub's Darstellung den Eindruck einer ausserordentlich mächtigen neritischen Entwicklung des Lias hervorruft; in Wirklichkeit treten jedoch sowohl diese Breccien wie die Quarzite ganz erheblich zurück gegenüber den sie umgebenden ganz und gar bathyalen Schistes lustrés. Im allgemeinen kann man sagen, dass in jeder Schieferdecke die Sedimente von unten nach oben neritischer werden.

Noch etwas verweilen müssen wir bei den grünen Schiefnern, die seit langem aus der Valser Gegend bekannt sind; wiederum aber ohne an dieser Stelle ihre spezielle petrographische Untersuchung Platz finden zu lassen, sondern bloss um ihre geologischen Verhältnisse darzulegen. Ich bin zu der Überzeugung gekommen, dass es sich bei diesen Gesteinen um metamorphe submarine diabasische Ergüsse und Tuffe handelt. Für diese Auffassung sprechen einige Punkte (siehe Wolff, der Vulkanismus (46)). Die Grünschiefer sind, wo man auch auf sie stösst, den Schistes lustrés vollkommen

konkordant eingelagert, nirgends ist eine Andeutung einer stock- oder lakkolithartigen Ausbildung zu sehen; ihre Horizonte ziehen sich derart kilometerweit, immer in derselben stratigraphischen Höhe dahin; Liegendes und Hangendes sind überall gleichartig bathyal, als ob die Sedimentation nicht unterbrochen worden wäre; an zahlreichen Stellen finden sich inmitten der Grüngesteine Schichten eben dieser Sedimente von 1 cm bis 2 m Mächtigkeit, so auf der Fuorcla de Patnaul und dem Faltschonhorn, sehr schön an dem Abhang westlich der Hütten der Alp Rischuna, ferner an den Grünschiefern, welche östlich Vals von Parwig an die Cravascholtahörner hinaufziehen, südlich der Hütten auf der Alp Tomül und an einigen andern Orten; der Gehalt der grünen Gesteine an Calcit, welchen das Mikroskop aufdeckt, ist sehr beträchtlich; Heim erwähnt den Fund eines Belemniten in den Grünschiefern der Alp Leis; in einem Dünnschliff habe ich merkwürdige, längliche, gut begrenzte Calcit-„Porphyroblasten“ wahrgenommen, die nicht wohl anders zu deuten sind denn als Stengelglieder von Echinodermen; an zwei Stellen, bei der Wasserfassung des Valser Elektrizitätswerkchens und bei der Sennerei der Alp Leis finden sich Gesteine, die ohne weiteres weder den Bündnerschiefern noch den Grünschiefern zugerechnet werden können, sondern als umgewandelte Mischungs- oder Kontaktgesteine aufgefasst werden müssen, bezeichnenderweise im Liegenden des Eruptiven. Gewiss, einige dieser Punkte sind ausserordentlich problematischer Natur, aber alles in allem dürfte doch die Entscheidung, welche der vier Möglichkeiten: Intrusionen, Festlandsergüsse, submarine Ergüsse, Tuffablagerungen hier anzunehmen sei, nunmehr nicht schwer fallen. Gegen die letzte Möglichkeit spricht die zum Teil noch erhaltene ursprüngliche diabasische Struktur. Einzig die grünen Schiefer des Safientales, aber auch nur diese, tragen makroskopisch einen auffallend „tuffogenen Habitus“ an sich; aber gerade in deren Horizont, am Piz Tomül, liegen jene Typen, die noch am besten die primäre Struktur verraten. Diese Fragen wird die genaue Untersuchung beantworten.

Soviel von diesen Grünschiefern; auch sie werden bei der Ent-rätselung der Tektonik eine Rolle spielen.

IV. Lokal-Tektonik.

Im altkristallinen Gebiet ist es zuerst gar nicht leicht, einen Anhaltspunkt zu finden, von dem ausgehend man die Tektonik ent-rätseln könnte. Immer wieder muss man sich zu seinem Miss-

vergnügen überzeugen, dass die Gneise keine grundlegenden Verschiedenheiten zeigen, dass die meisten der triadischen Dolomit- und Rauhackenhorizonte bald auskeilen, ohne in weiterer Entfernung die erwartete Fortsetzung zu besitzen, dass die dunklen Amphibolite, von vornherein als für tektonische Entscheidungen wenig geeignet angesehen, in ihrem sporadischen Auftreten sich den Blicken entziehen, bis man sie unter den Füßen hat. Zuletzt die ganze Gegend mit misstrauischen Augen betrachtend, fürchtet man, jede Vorstellung über ihren Aufbau in Kürze durch irgendeinen unerwarteten Aufschluss zerstört, jedes Suchen nach von einer solchen geforderten Vorkommnissen missglückt zu sehen! Nur eine Zusammenfassung aller Faktoren kann zu einer einigermaßen befriedigenden Erklärung führen. Zunächst bemerkt man, dass die Glimmerschiefer, zusammen mit dem grünen Gneis des Typus Vallé, sich hauptsächlich auf beiden Abhängen des Peiltales vorfinden, von dort sowohl aufs Fanellahorn hinaufziehen, wie über Kirchalhorn und Wenglispitze hinunter gegen Hinterrhein und weiter südwärts. Sie scheinen, ganz vorläufig und im grossen gesagt, durch die Dolomite von Ampervreila, Curaletsch und Weissgrätli getrennt zu sein von den Zweiglimmergneisen von Zervreila und Lenta. Im Norden aber, auf den Alpen Pedanatsch und Frunt, scheinen sie ohne solche Grenze in diese überzugehen, ferner kommen sie selbst im Gebiete der letzteren vor zwischen Brockenhörnli und Plachtenalp, auch beim Aufstieg von der Klubbütte „Ursprung“ im Zapport zur Plattenschlucht.

Wenn man so die Erkenntnis zweier grosser kristallinen Einheiten gewonnen hat, muss man sich ferner der bekannten Tatsache erinnern, dass der untere dieser beiden Komplexe sich bei Olivone in wundervoller Stirnumbiegung in die Höhe wendet, während im Kern dieser Biegung die beiden, schon von Heim mit Staunen beschriebenen Dolomiteinfaltungen des Sorredapasses sich finden. Diese drei ohne theoretische Voraussetzungen sich darbietenden Tatsachen dürfen nicht aus den Augen verloren werden, wenn man sich anschickt, auf analytischem Wege die ausserordentliche Komplikation der zwischenliegenden Triassynklinalen zu lösen.

Der nördliche Abhang der Fanellamasse, auf dem die Alpen Curaletsch und Ampervreila sich ausbreiten, offenbart bei genauem Studium vier Dolomithorizonte, die stark in ihrer Mächtigkeit wechseln und oft unterbrochen sind. Den untersten trifft man auf dem meist begangenen, aber trotzdem unangenehmsten Weg des Valsertals von Vallé nach Zervreila beiderseits der Calvarikapelle. Der nächste zieht sich etwa 200—250 m weiter oben gegen Curaletsch hin und

setzt sich nach einem Unterbruch fort oberhalb der Finsterbachalp zum Punkt 2430. Am Weissgrätli kann man weitere zwei Horizonte unterscheiden: der eine, wohl 100 m mächtige, bildet Gipfel und nördlichen Grat und zieht hinunter zum Curaletschseelein, welches er zangenartig umfasst, der andere liegt etwas tiefer. Während dieser südwärts bald auszukeilen scheint, jener aber sich über den Fanellapass noch beträchtlich gegen Süden hin erstreckt, vereinigen sich beide nördlich, was man vom See aus deutlich sieht, beim Punkt 2438 zu einem einzigen mächtigen Horizont, der durch mehrere kleinere Linsen hindurch verfolgt werden kann zur Ampervreilaalp, von da oberhalb des „Bodens“ gegen die „Marchegge“. Hier unterbrochen, dürfte er sicher zu verbinden sein mit den Vorkommnissen oberhalb der Höfe „Zeune“ und „Peil“, ferner im Bach südlich von „Stafelmatte“. Bei Peil verdanken ihm wohl die fünf etwas tiefer entspringenden, sehr wasserreichen Quellen ihre Entstehung. Der Hobbühl der Selvaalp, jedoch im Gegensatz zu Heims Angabe nur zum geringsten Teil aus Bündnerschiefer bestehend, erhebt sich auf einem Untergrund von Dolomit, der somit nochmals einen höhern Triashorizont darstellt. Im Gebiet der Fanellaalp habe ich keine weiteren Dolomite entdecken können mit Ausnahme kleiner Blöcke an der Quelle des Peilerbaches, ebensowenig, wie bereits beiläufig erwähnt, auf dem Nordhang des Zervreilatales, den Alpen Pedanatsch und Frunt. Ohne weiteres liesse sich also mit diesen Triasschichten nicht das geringste beginnen. Wilckens (43) meint nur, sie würden wahrscheinlich nach Süden auskeilen. Um weiter zu kommen, sollen uns nun die Amphibolite als Schlüssel dienen. Wenden wir unser Augenmerk der Verteilung derselben zu! Ihre Hauptausdehnung besitzen sie auf dem vom Curaletschhorn nordwärts vorspringenden Rücken. Um den Punkt 2667 über dem höchsten Dolomit biegt ein vom Fanellagletscher herkommender und sich weiter nach Norden bis zur Selvaalp fortsetzender Amphibolithzug. Zwischen den beiden Dolomitlagen von Ampervreila und Curaletsch finden sich zwei weitere sehr mächtige basische Horizonte, getrennt durch Gneis, und im Hangenden des Calvaridolomites ein vierter, bedeutend geringerer. Nun sind, wenn wir die einfachste und natürlichste Annahme machen, dass der Amphibolit ursprünglich zusammenhängend war, etwa in Form eines linsenförmigen Lakkolithen oder grossen Lagerganges, nur mehr zwei Deutungen des Profils denkbar, nur noch eine jedoch, wenn wir berücksichtigen, dass sich auf der entgegengesetzten Talseite ebenfalls ein Amphibolithhorizont findet, der, von Frunt in die Schlucht unterhalb Moos-Ganda hinunterziehend, sich wohl mit dem-

jenigen von Calvari verbindet, während der höhere Horizont von Leis-Vallé über das Vorkommen beim sogenannten „Käscherli“ hinweg in den untern Curaletschhorizont fortsetzt. Diese einzig mögliche Deutung, die in den Profilen auf Tafel III wiedergegeben ist, wird, obwohl sie auf den ersten Blick sehr hypothetisch erscheint und Dolomitvorkommnisse an Stellen erfordert, wo bisher noch keine aufgefunden sind, durch die folgenden Darlegungen noch mehr gestützt.

Im Bach zwischen Leis und Ganda taucht Dolomit auf, in welchem sehr schöne Strudellöcher erodiert sind. Er fällt mit etwa 25° nach Ostsudost gegen das Tal hin ein, während die Horizonte der Fanellamasse mehr oder weniger flach nach Nordost fallen. Es ist dies zweifellos die obere Grenze der von unten aufsteigenden Gneisstirn, die bei Olivone so deutlich sichtbar ist und die dem Bild des Dachbergs und seiner Umgebung merklich seinen morphologischen Charakter aufprägt. Da es klar ist, dass die Dolomiteinfaltung am Sorredapass nicht dem sowohl höher, als dem Streichen nach südlicher liegenden Weissgrätldolomit entsprechen kann, so ist sie nur in Verbindung zu bringen mit den im Hangenden wie Liegenden des Amphibolits von Frunt postulierten Dolomithorizonten. Wie diese hier noch nachzuweisen sind, so an dem von mir noch nicht besuchten Sorredapass vielleicht der Amphibolit.

Bevor wir uns den Verhältnissen im Zapport zuwenden, wollen wir die beiden Gneisdecken, deren gegenseitiger Grenze wir im Bisherigen unsere Aufmerksamkeit widmeten, der Kürze halber als Rheinwalddecke und Fanelladecke unterscheiden, zwei Bezeichnungen, die keiner weiteren Begründung bedürfen. Das landschaftliche Bild der beiden ist im grossen und ganzen deutlich verschieden: bietet die erste infolge der prismatischen, keineswegs die Schieferungsebene bevorzugenden Klüftung des Gneises recht scharfe, zum Teil imposante Gebirgsformen und gewaltige Blockmeere, so vermag die zweite mit ihren plattigen, rotbraun verwitternden Schiefeln wenig zu fesseln. In diesem Sinne stehen zum Beispiel die Gegenden Plachtenalp-Zervreilerhorn und Kirchalp-Wenglispitze einander gegenüber, jedoch ist der Unterschied meist nicht so gross wie hier. Das wichtigste Erkennungsmerkmal besitzt die Fanelladecke in ihren amphibolitischen Gesteinen.

Im Zapport hat bekanntlich Wilckens (43) zuerst Triasdolomite und zwar auf beiden Talseiten nachgewiesen. Ich habe nur den Nordhang dieses wilden Tales summarisch begangen. Hier treten zwei solche Horizonte zutage: einer westlich der Klubhütte Ursprung, ein anderer, höherer, unterhalb der Alp Unterheuberg. Zwischen

beiden liegen mehrere Lagen von Amphibolit und Granatglimmerschiefer, die man zum Beispiel durchschreitet beim Aufstieg von der Hütte zur Plattenschlucht. In den Abhängen beiderseits des Hochberghorns, oberhalb den Gletschern, sind solche ebenfalls vorhanden und setzen sich sehr wahrscheinlich durch die hohe Südwand des St. Lorenz- und Kirchalphorns fort in diejenigen der Kirchalp. Eine sehr befriedigende Erklärung des Profils lässt sich geben durch die Annahme, dass wir hier eine Einschleppung eines Teils der Fanelladecke unter eine obere Schuppe der Rheinwalddecke vor uns haben, wie sie auf dem Profil Nr. 4 der Tafel IV dargestellt ist, so zwar, dass die zwei Dolomitlager des Zapports mit den beiden mittleren, ebenfalls Amphibolite zwischen sich einschliessenden Horizonten des Nordwestabhangs der Fanellamasse zu verbinden wären. Dementsprechend würde die Einzeichnung von Dolomit am Südabsturz des Kirchalphorns auf Heims Profil theoretisch richtig sein; tatsächlich konnte ich sie aber nicht sicherstellen. Ferner würde erklärt das Vorkommen von Amphibolit auf der rechten, von Glimmerschiefer, dem in der Fanelladecke gewöhnlichsten Gestein auf der linken Seite des Kanaltales. Eine Verbindung der Zapportdolomite mit der Val Soja-Synklinale halte ich aber für ausgeschlossen.

Vielleicht dürfte es doch nicht ganz überflüssig sein, an dieser Stelle anzumerken, dass mir angesichts der starken Ausquetschungen und Lücken der Trias eine befriedigende Lösung des Problems ohne die starke Betonung der amphibolitischen Gesteine nicht möglich erscheint. Bei späteren Forschungen muss den beiden Seiten des Kanaltales, der Fruntalp und der Festung (La Capialla), dem Nordabhang der Wenglispitze und der Fanellaalp mit Rücksicht auf Dolomite und Amphibolite besondere Aufmerksamkeit gewidmet werden.

Wenden wir uns dem Ostrand des Altkristallines zu, so können wir hier eine weitere höhere Decke unterscheiden, die ich einfach Valserdecke nennen will. Sie ist von der Fanelladecke getrennt durch Dolomit, der zunächst in der auf der Karte „Bord“ genannten Gegend am obern Weg nach dem Valserberg, dann in grossen Linsen unterhalb der Häuser von „Kartütschen“ zutage tritt, und nach kleiner Lücke von „Auf der Matte“ an ununterbrochen zu verfolgen ist bis zum Punkt 2562 zwischen Wenglispitze und Valserberg, von da den Räprierbach bis gegen Hinterrhein begleitend. Die Paraschiefer und Gneise der Valserdecke, übrigens dieselben wie die der Fanelladecke, sind in dieser Gegend vom Dolomit getrennt durch schwarze Schistes lustrés, während sie weiter nördlich, etwa vom Tieftobel an, ihm direkt aufliegen. Nur bei „Auf der Matten“ finden sich noch einige

verschleppte Fetzen dieser, das normale nachtriadische Mesozoikum der Fanelladecke darstellenden Bündnerschiefer. Am Punkt 2619, westlich vom Valserberg und am Weg von Hinterrhein nach der Alp Pianätsch, oberhalb des Casanwaldes, enthalten sie grüne Schiefer. Die komplizierte Wechsellagerung von Gneis, Dolomit und Schistes lustrés zwischen Wenglispitze und Valserberg ist untergeordneter Natur und einer sekundären Verfaltung zuzuschreiben. Ihre Einzeichnung auf der Karte ist cum grano salis zu nehmen.

Der Hohbühl der Selvaalp, von unten nach oben aus Trias, Resten von Bündnerschiefer und Gneis bestehend, gehört mit letzterem ohne Zweifel der Valserdecke an.

Die sehr starke Schuttbedeckung beider Talseiten bei Valsplatz verhindert eine Feststellung der Verbindung zwischen Ost- und Nordrand des Altkristallinen, und es ist somit schwierig anzugeben, zu welcher Decke der aus Augengneisen und Paraschiefern bestehende Komplex zwischen dem Dolomitzug nördlich des Dachberges und der Grenze des Bündnerschiefers gehört. Da zwischen diesen beiden Linien noch geringe Fetzen von Trias und Bündnerschiefer auftreten, so dürfte nördlich von diesen die Valserdecke, südlich die Fanelladecke anzunehmen sein, wie es auf der Karte angegeben ist. Jedoch ist in der Zeichnung die auskeilende Spitze der ersteren gegen den Scharboden zu ausgeprägt geraten.

Nunmehr treten wir an das Problem des Wilckens'schen Augengneises heran. Hoffentlich tut in den nächsten Abschnitten die Kompliziertheit der Sache der wünschenswerten Klarheit ihrer Darstellung nicht allzu grossen Eintrag.

Das Altkristallin der Valserdecke wird, ohne dass in bemerkenswerter Weise Quarzite vorhanden wären, von Triasdolomit überlagert, der beträchtliche Mächtigkeit in der „weissen Fluh“ ob Valsplatz und im Talkessel der Vallatschalp erreicht, gegen den Valserberg hinauf aber auskeilt, auf dem Pass selbst nur in geringem Maasse als Rauhwaacke ansteht. Gegen Nufenen hinab ist dann gar keine neritische Trias mehr vorhanden.

Noch 120 m Bündnerschiefer (im Süden weniger, im Norden mehr) und der erwähnte Augengneis tritt auf. Der südlichste Punkt, wo ich diesen Gneis in dem Gebiet aufgefunden habe, ist die Gegend „Auf der Arve“ der Vallatschalp. Von da streicht er in den untern Teil der westlichen Abstürze des Teischerhorns und weiter über die Heubergè nach „Marklaschg“ und in die scharfe Runse hinein, welche im Winter den Lawinen vom Horn gegen Valsplatz hinunter ihren Weg anweist, und daher zu oberst verbaut worden ist. Diese Stelle

ist von Wilckens unter anderem beschrieben und abgebildet worden. Der ganze Horizont ist an vielen Stellen auf grössere Strecken unterbrochen. Unter dem Schuttkegel, östlich Valsplatz hindurch, scheint er sich fortzusetzen und kommt dann vor bei Camp im Bach südlich Soladüra, sehr geringmächtig oberhalb der „Badstauden“, am Weg vom Platz nach „An der Matte“, im mittleren der drei Bäche südwestlich von Stafelten und im oberen Teil der Leiser Heuberge. Von hier braucht man nur 100—150 m höher hinaufzusteigen, so findet man einen zweiten bedeutenden Horizont in der flachen Mulde, wo sich der von der Patnauer Furggel herunterkommende Bach mit einem zweiten von Südwesten her vereinigt; der Gneis keilt gegen die Leisalp hin allmählich aus, um nochmals ein winziges Vorkommen zu bilden am Weg von „An der Matte“ nach Unter-Stafel, nördlich des Baches in zirka 1850 m Höhe. Wilckens (44) scheint nur diesen oberen Zug gekannt zu haben, wie aus seiner Bemerkung hervorgeht, dass im Hangenden des Augengneises noch beträchtliche Massen von Grünschiefern vorkommen, was für den untern nicht zutreffen würde. Zwei weitere Vorkommnisse des Gneises sind noch: dasjenige im obern Talkessel des Baches, der vom Westhang des Schwarzorns zur Alp Suraua hinunterfliesst, als Fortsetzung eines der beiden Horizonte der Leiser Heuberge, und ein weit höherer westlich vom „Brand“, beim Aufstieg auf den Piz Seranastga. Alle diese grossen Gneislinsen mit einer einzigen, gleich zu besprechenden Ausnahme führen sowohl im Hangenden wie im Liegenden nur die gewöhnlichen Bündnerschiefer, ohne Dolomite. Wenn wir die Gneise also als Kern einer höheren Decke betrachten wollen, wie Wilckens es tut, ohne mit unwahrscheinlichen Ausquetschungen der Trias zu operieren, müssen wir hier jene bathyale Ausbildungsform der Trias in Schistes lustrés-Facies annehmen, von welcher im stratigraphischen Überblick gesprochen wurde. Der Gneis, im Chemismus gut mit dem gewöhnlichen Adulagneis übereinstimmend, ist als Augengneis sehr wahrscheinlich eruptiven oder injektösen Ursprungs und kann ebensowenig wie alle andern später zu erwähnenden Gneisvorkommen als normale Einlagerung in der Bündnerschiefer-Serie betrachtet werden. Wie wir sahen, fehlt vom Valserberg an auch der Valserdecke die neritische Trias, und dieser Zustand dürfte sich eben über dem ursprünglich noch südlicher gelegen gewesenen Augengneis fortgesetzt haben, in Übereinstimmung mit den Argand-Staub'schen embryonal-tektonischen Anschauungen, nach welchen auf dem Rücken einer ursprünglichen Geantiklinale die neritische Facies allmählich in die bathyale übergeht. Merkwürdig ist es, dass am Nordrand des Altkristallinen, wo

die Trias, wie schon erwähnt, auch bathyal ausgebildet ist, ebenfalls Augengneise und zum Teil (Val Nova) genau dieselben wie der Wilckens'sche vorkommen.

Kehren wir nun zurück zu jenem von Wilckens beschriebenen Profil in der Lawinenrunse ob Valsplatz! Wie schon die ausserordentlich heftige Kleinfaltung aller Gesteine andeutet, welche man auf dem Wege nach der Alp Tomül in der Gegend oberhalb „Riefen“ durchschreitet, dürfte die Tektonik hier sehr verworren sein. Ich will für diese eine Erklärung geben, ohne mir zu schmeicheln, dass sie eine endgültige sei.

Wie ist zunächst der unter dem zirka 20 m mächtigen Augengneis sich vorfindende weisse Dolomit zu erklären? Die Grenze der beiden ist in der Schlucht ganz scharf, aber südlich davon lässt sich bemerken, dass auch dunkle Schistes lustrés sich zwischen ihnen einschalten. Unter dem Dolomit stehen ausser diesen auch Glimmerschiefer an von genau derselben Art wie jene im Hangenden der „Weissen Fluh“, der mächtigen Dolomitwand, also dem Altkristallin der Valserdecke angehörend. Für den, der sie kennt, ist ihr Unterschied gegenüber den Schistes lustrés vollkommen deutlich. Etwas tiefer finden sich in der nördlicher gelegenen kleineren Runse Fetzen von Grünschiefer, welche als letzte Ausläufer des von Camp gegen „Riefen“ heraufstreichenden Zuges gedeutet werden können. Alledem nach ist der fragliche Dolomit eine Abschuppung desjenigen der Valserdecke, rein tektonisch unter den Augengneis geschoben.

Aber damit sind wir noch nicht zu Ende. Im Hangenden des Gneises folgen über wenig mächtigen Schistes lustrés wieder Grünschiefer und inmitten derselben Linsen von typischer Rauhwanke. Die Grünschiefer lassen sich, mächtiger werdend, verfolgen über den Tomülweg weiter gegen den Prädetsch in das Tobel des Tomülbaches hinunter. Den Rauhwankehorizont trifft man ebenfalls auf dem Tomülweg wieder an, kurz bevor man zum Punkt 1947 gelangt. Er ist, kaum $\frac{1}{2}$ m mächtig, ausserordentlich zerquetscht und ausgewalzt. In seiner Nähe stehen auch rötliche Quarzite an. Etwas weiter oben stösst man auf den auffallenden Grünschieferklotz des Horns, in dessen Blockhalde man wiederum Stücke derselben Rauhwanke findet, die aus seinem Hangenden stammen, wo, etwas südlicher, oberhalb der Lawinenverbauungen auch reichlich weisse und grünliche Quarzite vorkommen. Dieser ganze, tektonisch reduzierte triadische Komplex ist, wofür ich weiter unten noch ein paar Gründe angeben werde, ein Teil der Grenze gegen die nächsthöhere Decke. Aus dem vorstehenden ergibt sich also, dass wir drei mehr oder weniger grosse

Schuppen unterscheiden müssen, die auf dem Profil auf Tafel III zur Anschauung gebracht sind, dem Masstab entsprechend allerdings etwas vereinfacht.

Diese Schuppung erklärt nun ohne weiteres auch die Verdoppelung des Augengneises oberhalb der Leiser Heuberge. Wenn ich erwähne, dass der Grünschiefer von Camp fast ununterbrochen bis in jene Gegend hinaufstreicht, so ist klar, dass der Gneis der Runse nicht, wie es zuerst scheinen möchte, mit dem untern, sondern mit dem obern Gneis der andern Talseite verbunden werden muss, weil er ebenfalls über diesem Grünschieferhorizont liegt. Ich bin völlig überzeugt, dass durch Auffindung von Gneislinsen in der Gegend Riefen-Prädetsch-Parwig-Jägerberg dieser Zusammenhang noch deutlicher gemacht werden kann und wird. Wenn ich ferner bemerke, dass zwischen dem Grünschiefer und dem obern Augengneis, südlich der Leisalpsennerei (Ober-Stafel) beginnend, ein Quarzithorizont erscheint, der als triadisch angesprochen werden darf, um so mehr, als ich mit ihm verbunden oberhalb Stafelten Dolomitreste fand, so ist die Übereinstimmung beider Talseiten sichergestellt und auch die vereinzelt Grünschiefervorkommen westlich und nördlich Soladüra erklärt.

Die Schuppung der ganzen Gegend mit ihrer vollständigen Zerrüttung aller Gesteine darf wohl auch als Grund für die intensive Rufenbildung und die Rutschungen hauptsächlich im Gebiete des Horns angesehen werden, die das Dorf schon mehrmals bedrohten, die aber gewiss in früheren Zeiten bedeutender war, wie die gewaltigen, jetzt grasbewachsenen Schuttkegel beider Talseiten beweisen. Die heutige gefährlichste Stelle ist durch Verbauungen gesichert worden.

Der Augengneis westlich des Schwarzhorns wird wohl mit dem obern Gneishorizont der Leiser Heuberge verbunden werden müssen, denn in seiner Nähe, und zwar tiefer, kommt Dolomit und Rauhwaacke zutage, nämlich auf dem kleinen Rücken östlich von Punkt 2178. Dieses Gebiet verdient noch eine eingehendere Untersuchung, der ich mich in Verbindung mit der weiteren Erforschung der ganzen Bünderschieferzone zwischen Aduladecke und Gotthardmassiv zu widmen beabsichtige. Zahlreiche Gneis- und Triaslinsen auf der Alp Scharboden deuten seinen verwickelten Bau an.

Bevor wir zur nächst höheren Decke übergehen, sei noch ein Wort gestattet über die Verlängerung der Augengneisschuppen nach Süden. Es ist nicht gesagt, dass diese Gneisfetzen direkt mit denjenigen zu verbinden seien, die sich tief in der Misoxer Mulde vorfinden. Vielmehr ist es mir wahrscheinlicher, dass letztere ursprüng-

lich höheren Schuppen angehören. Jedoch muss ein endgültiges Urteil hierüber verschoben werden. Petrographisch scheinen sie den Gneisen der Splügener Burgruine und der Rofna näher zu stehen als unserm Auggneis.

Bei der Beschreibung der Valserschuppen ist vielleicht nicht genügend darauf hingewiesen worden, was für eine Rolle die Grünschiefer für die Tektonik der Bündnerschiefermassen der Adula spielen. Dies muss nun nachgeholt werden. Noch bevor man alle Gneis- und Dolomitlinsen aufgefunden hat, kommt man aus der intimen geologischen Einfühlung in einzelne Teile des Gebietes zu dem Schluss, dass die Grünschiefer ursprünglich einem einzigen Horizont angehörten, und dass man mit ihnen wie mit einer fossilienführenden stratigraphischen Schicht operieren kann. Ihre Mächtigkeit wechselt natürlich wie die aller andern Horizonte ganz gewaltig in einem der Auswalzung so stark unterliegenden Gebiet, ist wohl auch primär schon ziemlich verschieden. Im grossen und ganzen lassen sich drei Züge solcher grünen Gesteine unterscheiden.

Vom Casanwald zwischen Nufenen und Hinterrhein über die Alp Pianätsch und den Valserberg, streicht der unterste derselben zum „Löchli“ der Vallatschalp und weiter gegen die Heuberge. Dort ist er dann zu verbinden mit den Grünschiefern der Valserschuppen, bei deren Darstellung eigentlich bereits stillschweigend von seiner Eigenschaft als Leithorizont Gebrauch gemacht wurde.

Der zweite Zug geht, immer an Mächtigkeit abnehmend, vom Brennhof bei Nufenen über das Valserhorn zum „Oechli“, dann über das Teischerhorn zur Alp Tomül, über Jägerberg und Alp Stege zum Traj-Tobel. Hier wächst seine Mächtigkeit wieder sehr stark und erreicht wohl 200—250 m. In prächtigem Bogen wendet er sich bei Buccarischuna aus der horizontalen in die vertikale Lage und schiesst steil zur Tiefe. Er bildet hier zwei Schuppen, deren obere man am Piz Seranastga und deren untere am Faltschonhorn und Schwarzhorn wieder erkennen kann.

Dem dritten Zug folgt man von der Thälialp ob Nufenen über den Westabsturz des Bärenhorns zum Bärenpass, weiter über Tomülgrat und -pass zum Piz Tomül. Die grünen Gesteine beherrschen östlich dieses Berges die ganze linke Seite des Safientales, deren Einfallen mit dem der Schichtung übereinstimmt. Das ganze Gehänge ist in Rutschung begriffen und die Gesteine zeigen aus diesem Grunde oft ein abnormales, westliches Fallen. Bevor er den Crapgrisch erreicht, keilt dieser Horizont aus.

Wenn also diese Grünschiefer wirklich die ihnen oben zugesprochene Bedeutung als gleichalterige Leithorizonte besitzen, müssen wir über den Augengneisschuppen noch zwei weitere Schieferdecken unterscheiden. Ihre Überschiebungsfächen, charakterisiert durch Rauhwanke, Quarzite und Gneise gilt es nachzuweisen!

Das beste wird eine nackte Aufzählung der Vorkommnisse sein. Am südlichen Ende der Wandfluh, westlich von Nufenen, ist von weitem als gelber Fleck eine kleine Linse von Rauhwanke sichtbar. In dem Grashang über der Wandfluh finden sich grüne Quarzite und Gneise, die man nicht so leicht auffände, würden sie nicht durch die in Mauerwerk und Dächern der Heustafel verwendeten Blöcke verraten. Gehen wir ihrem Niveau nach nordwärts, so stossen wir auf das Dolomit-Rauhwanke-Vorkommen des nördlichen Löchlibaches der Vallatschalp, das bereits von Schmidt (31) genannt worden ist. Das Rauhwankeband des Hornes haben wir schon kennen gelernt, ebenso den Augengneis am „Brand“. Die so aufs deutlichste gekennzeichnete Überschiebung ist die untere Grenzfläche der Schieferdecke, die ich nach ihrer höchsten Erhebung, dem überragenden Piz Aul, Auldecke nennen möchte. Ihr Hangendstes sind jene prächtigen weissen Marmore, die Heim in zusammenhängendem Zug vom Piz Alpettas und noch südlicher her verfolgt hat bis zum Seranastgätälchen und der Alp Rischuna, und die, im Wechsel der Mächtigkeit vollkommen mit ihren liegenden Grünschiefern übereinstimmend, noch auf der Alp Tomül und im Thäli nördlich Nufenen vorkommen. Dieselben weissen Marmore erscheinen aber auch als Hangendes der liegenden Decke in der Wandfluh unterhalb der Rauhwanke, und somit lässt sich die Stirn der Auldecke ohne irgendwelche Schwierigkeiten sowohl durch diese Marmore wie durch den Augengneis an den rückwärtigen Teil der Valserschuppen anschliessen. Dem letzten Kapitel meiner Arbeit vorausgehend, kann ich mich nicht enthalten, hier schon zu bemerken, dass die Marmorzone durch die von Heim darin aufgefundenen Fossilien, die ich nicht vermehren, wohl aber bestätigen konnte, als Lias sichergestellt ist, und dass, da gleich darüber die sofort zu beschreibende nächste Überschiebungsfäche folgt, höchstens noch für Dogger, nicht aber für Kreide oder gar Tertiär Platz vorhanden ist.

Auf dem „Stutz“ bei Nufenen, den grünen Schiefern des Brennhofs fast direkt aufliegend, sehen wir Glimmerschiefer, Gneise und Quarzite, die, über das „blaue Gufer“ hinaufziehend, an der Kuppe zwischen Valserhorn und Lückli mit Dolomit und Rauhwanke vergesellschaftet sind. Wenn er auch ausserordentlich zerquetscht und

durch von der Unterlage abgeschürfte Grünschieferfetzen verworren ist, so kann doch niemand die altkristallin-triadische Natur dieses Komplexes im Ernst bestreiten, ebensowenig wie bei allen andern Vorkommnissen dieser Art. Es ist übrigens auch an dieser Stelle auf der geologischen Karte der Schweiz 1:500 000 bereits Trias eingezeichnet. Wir folgen der Überschiebung weiter über die altkristallinen Glimmerschiefer hinter den Hütten der Alp Tomül hin zum Rauhwackehorizont des vom Gipfel des Weissensteinhorns in südwestlicher Richtung fließenden Baches. Dieser gute Aufschluss ist von Valsplatz sehr leicht zu erreichen, wenn man den auf der Karte verzeichneten Steg über den Tomülbach benutzt und im nächsten Seitenbach aufsteigt; er liegt in ca. 2300 m Höhe. Nochmals beisst Rauhwacke aus in dem temporären Bach der Alp Grava, und wenn ich auch den Verlauf der Überschiebung von hier an nicht mehr so genau verfolgt habe, so konnte ich sie doch ganz deutlich weiter nördlich wieder erkennen, wo die horizontalen Schichten des Heuegrates vollkommen diskordant auf den unter 60° südwärts einfallenden des Pala de tgiern auflagern. Ausserdem finden sich an dieser Linie beiderseits des ersteren, auf Barboden und Alp de Seglias, normale Adulagneise, an letzterer Stelle ganz auffallenderweise auch ein Block von Pegmatit. Erst viel weiter im Norden dürfte die Überschiebungsfäche den Gebirgskamm zwischen Lugnetz und Saften überschreiten.

Die Decke, die wir so gegen unten abgegrenzt haben, nenne ich nach ihrem höchsten Gipfel Tomüldecke. Sie enthält, im Gegensatz zu allen bisher genannten, einen Komplex neritischer Ablagerungen, der fast ununterbrochen durchzieht von der Thälialp bei Nufenen bis zu der, zur Gemeinde Tersnaus gehörenden Alp Calasa und wohl noch weiter. Er besteht zum grössten Teil aus jenen bekannten Liasbreccien des Typus der „Brèche du télégraphe“, verbunden mit Quarziten und Kalken.

Vorläufig brauchen wir uns dabei nicht weiter aufzuhalten, sondern wollen uns noch kurz dem kleinen Überrest der Tomüldecke auf der andern Talseite zuwenden. Der Gipfel des Piz Seranastga besteht aus grünen Quarziten und Adulagneis, nur der oberste Punkt, ein paar Meter, aus Bündnerschiefer. Bei „Fanella“ tritt Glimmerschiefer auf, und weithin leuchtet die gelbe Rauhwacke der Sere-nastgalücke, von welcher Spuren auch sichtbar sind am Grat zwischen Piz Aul und Piz de ruinas neras. Auf dem Rücken südlich des Tief-oder Teuftales endlich entdeckt man die neritische Zone mit Breccien und Quarziten wieder.

Die Tomüldecke ist jedoch immer noch nicht die höchste Bündnerschieferdecke. Zwischen ihr und den pseudoostalpinen, zur Margna- decke gehörenden Splügener Kalkbergen schaltet sich nochmals eine solche ein, deren untere Grenzfläche Zyndel (49) in den „die Nollen“ genannten, rechtsseitigen Abstürzen des obern Safientales aufgefunden hat. Im gleichen Niveau gibt Heim Quarzite am Schollengrat bei Nufenen an, die dann wohl triadische sein und derselben Überschiebungsfäche angehören mögen. Wenn, wie ich vermute, der Gneis der Splügener Burgruine ihren kristallinen Kern darstellt, so würde auch diese Decke noch zum System der Adula zu rechnen sein, da jener Gneis sich bis unter die Tambodecke in die Misoxermulde hinein verfolgen lässt. Aber diese Verhältnisse müssen noch gründlich untersucht werden. Vorläufig sei diese Schieferdecke Safierdecke genannt. In ihr kommen ebenfalls noch Grünschiefer vor.

Es bleibt nun noch ein Gebiet zu beschreiben übrig, nämlich die Schieferzone nördlich der Piz Aulkette bis zum Gotthardmassiv, welche den längst bekannten, von Heim entdeckten Triaszug Chirone- Peiden enthält. Hier hatte ich ebenfalls das Glück, einige Feststellungen machen zu können, welche ein helles Licht auf die Tektonik werfen. Meine Begehungen sind jedoch noch zu summarisch, um die auf meiner tektonischen Karte gegebene Darstellung eine endgültige nennen zu können.

Heim selbst scheint schon den erwähnten Triaszug im Verdacht gehabt zu haben, nicht einheitlich zu sein, sondern vielleicht aus mehreren Horizonten zu bestehen. Und das ist in der Tat der Fall! Es kann nicht daran gedacht werden, den Zug, welcher von Silgin-Jumials her südlich von Oberkastels nach Tersnaus und weiter in die Gegend von Camuns durchzieht, mit demjenigen in Verbindung zu bringen, welcher, nördlich von Oberkastels am Rande der Glenner- schlucht auftauchend, an der Strasse zwischen der Brücke und Furth wieder erscheint und im gleichen Niveau liegt mit den Dolomiten am Ausgang des Duvinertobels beim Bad Peiden. Und wiederum kein Zusammenhang dürfte bestehen zwischen letzterem und dem durch die Poststrasse blossgelegten Dolomit südlich der Pitascher- mühle.

Noch wichtiger aber ist, dass den obersten Triashorizont auch Gneis begleitet. Er fand als willkommenes Baumaterial in den meisten Dörfern der Gegend, hauptsächlich in Oberkastels Verwendung, und auch die zum Teil aus ihm bestehenden Strassenprellsteine sollen in der Nähe gebrochen worden sein. Ich habe ihn vorläufig nur am Pfad von Furth nach Run-Camuns festgestellt, aber auch, etwas

weiter entfernt, im Hintergrund des Duvinertobels, unterhalb Farduz, ferner mehrmals am Weg von dort nach Duvin in Blöcken gefunden. Seine Verbreitung ist demnach eine recht beträchtliche. Petrographisch stimmt er vollkommen überein mit dem Gneis von Zervreila. Aus diesem Grund ist es ausgeschlossen, dass der Gneis-Trias-Komplex von Oberkastels-Tersnaus nach Südwesten in jenen Triaszug verlängert werden kann, der, nördlich Campo vorbeiziehend, unter das Molaremassiv einfällt. Vielmehr ist an eine Verbindung mit dem vor kurzem von Argand (6) als Äquivalent der Lebendundecke erkannten Gneis von Predoira-Soazza bei Olivone zu denken. Auch für den Triaszug Furth-Peidenbad scheint mir dies wahrscheinlich, denn das Profil Nr. 4 von Rolle (25) lässt vermuten, dass jener Gneis bei Olivone in zwei Horizonte geteilt ist, ähnlich wie die Walliser Lebendundecke auch. Erst der Pitascherdolomit würde dann vielleicht der nördlichste Ausläufer desjenigen von Campo sein. Um Klarheit in diese Verhältnisse zu bringen, bedarf es noch der gründlichen Erforschung der Gegend Vrin-Piz Terri-Olivone, die ich mir angelegen sein lassen will.

Zur weitem Gliederung der Schiefermassen zwischen dem Tersnauser Triashorizont und der Stirn der Auldecke können einzig und allein in Verbindung mit den Grünschiefern die beiden weitausgedehnten Gneisquarzitzüge dienen, wovon der eine vom Felskessel nördlich Mont-Travesasch über die Alp Wanne und den Piz Regina zum Tgiern Vanescha verläuft, der andere von der Südseite des Tieftales zum Piz Alpettas. Wenn man bemerkt, wie der nördliche von oben nach unten (die Schichtung fällt ca. 60° nach Süden) an Mächtigkeit abnimmt, der südliche sich überhaupt nur in den höhern Partien nachweisen lässt, so wird man dies ursprünglichem Zusammenhang und späterer Schuppung zuschreiben. Wenn ferner dicht unter dem südlichen Quarzit im Tieftal und im Bach südlich Travesasch Grünschiefer auftritt, so kann wohl unter Voraussetzung, dass dasselbe Verhältnis am nördlichen noch nachgewiesen werden wird, der Grünschiefer von Conschairola (südlich Tersnaus) zusammen mit dem westlich Camuns und Duvin sowie auf der Alp Muretg als ungefähre obere Grenze des normalen Mesozoikums des Gneises von Oberkastels-Run aufgefasst werden. Denn überall in unserem Gebiet sind die grünen Gesteine eines der letzten Glieder der Schichtfolge.

Nun bleibt nichts anderes mehr übrig, als die Schieferschuppe Pala de tgiern-Alp Blengias (nördlich Piz Terri) zur Rheinwalddecke und die Schuppe Travesasch-Vanescha zur Fanelladecke zu rechnen. Indem wir so zum Ausgangspunkt dieses Kapitels zurückkehren, erinnern

wir uns, dass wir im Bisherigen tatsächlich von dem doch sicherlich, wenigstens stirnwärts, vorhandenen nachtriadischen Mesozoikum dieser beiden Decken, mit Ausnahme der Schistes lustrés am Valsenberg, noch nichts erfahren haben.

V. Regionaltektonik.

Nachdem es einmal feststand, dass in der früheren rhätischen, jetzigen Margnadecke die Dent Blanche-, in der vereinigten Tambosurettadecke die Monte Rosadecke des Wallis wieder zu erkennen seien, und nachdem Argand im Predoiragneis die Lebendundecke in Bünden nachgewiesen hatte, somit der untere Teil der Adula der Monte Leonedecke entsprechen musste, kam etwas Unbefriedigendes in die Parallelisierung dadurch hinein, dass für die im Wallis so mächtige Bernhardecke kein anderes Äquivalent in Bünden vorhanden zu sein schien als „die oberen Adulalappen“. Jeder, der mit der alpinen Tektonik vertraut, das vorige Kapitel durchgelesen hat, dürfte schon eingesehen haben, wie die vorliegenden Forschungsergebnisse einen neuen starken Beweis für die Richtigkeit der Argand-Staub'schen Identifikation der Bündner- und Walliserdecken erbringen. Es wäre daher eigentlich überflüssig, in dieser Hinsicht noch viele Worte zu machen, hätte diese Theorie nicht noch so zahlreiche Gegner und Zweifler.

Unsere Rheinwalddecke entspricht der Monte Leonedecke. Nicht nur zeigen beide dieselbe charakteristische Stirnaufbiegung, sondern auch die Einfaltung der nächsthöheren Decke ist vollkommen identisch. Die Betrachtung von Schardt's Simplonprofil (30) lehrt dies mit voller Deutlichkeit. Der einzige Unterschied ist, dass dort die Einfaltung bedeutend mächtiger, dafür aber um so kürzer ist.

In den zahlreichen, lokaltektonisch wohl die Bezeichnung Decken verdienenden, regionaltektonisch vielleicht eher Schuppen oder Lappen zu nennenden Komplexe, die ich über der Rheinwalddecke nachgewiesen habe, wiederholt sich die intensive Zerschlitzung der Bernhardstirn. Hier im Osten reicht sie nur viel tiefer südwärts in die Decke hinein, was leicht dadurch zu erklären ist, dass hier die gewaltige Last der ostalpinen Decken alles äussert ausgewalzt haben mag, was im Westen dieser Belastung gar nicht unterworfen war. Die Gneisfetzen an der Basis der oberen Schuppen zeigen grosse Ähnlichkeit mit jenen geringmächtigen Gneishorizonten, die Argand auf seinen Profilen inmitten der Schistes lustrés zeichnet und die von ihm „vermisseaux“ genannt werden.

Wenn nun schon diese Zerschlitung, die an keiner anderen Stelle des alpinen Penninikums vorkommt, Beweis genug für die Parallelisierung der obern Adula mit der Bernhardecke ist, so gibt es noch zwei Punkte, die einer näheren Betrachtung bedürfen.

Ein wichtiges petrographisches Merkmal der Bernhardecke ist die Serie jener alkali-amphibolitführenden Gneise und Schiefer des Val de Bagne, die von U. Grubenmann (12) und T. Wojno (47) studiert worden sind. Von diesen petrographisch so ausserordentlich wechsellvollen, prächtigen Glaukophan- und Crossitgesteinen, die ich durch die Freundlichkeit ihres neuesten Bearbeiters Herrn J. F. Zürcher kennen zu lernen Gelegenheit hatte, ist im Gebiet der Adula nichts zu finden. Es wurde aber schon erwähnt, dass die Amphibolite der Fanelladecke sich zum Teil durch eine auffallend bläuliche Hornblende auszeichnen, welche ein Übergangsglied von der gewöhnlichen Hornblende zu den Alkali-amphibolen darstellt. In der Bernhardecke selbst treten nach Osten hin an Stelle der Alkali-amphibolite gewöhnliche Amphibolite und die Übereinstimmung bleibt demnach gewahrt. Denn ebensowenig wie das Fehlen der Kinzigite und blauen Granite der Valpellineserie der Dent Blanchedecke in der Fedozserie der Margnadecke ein Einwand gegen die Zusammengehörigkeit der beiden sein kann, liesse sich die Abwesenheit der blauen Gesteine in der Adula ins Feld führen gegen ihre Verbindung mit der Bernhardecke.

Ein weiteres, sehr auffallendes Charakteristikum der Bernhardecke ist ihre rückwärtige Umbiegung, unter welcher die Stirn der Monte Rosadecke eintaucht. Von etwas Ähnlichem scheint in Bünden zunächst keine Rede sein zu können. Aber wenn man seine Aufmerksamkeit auf die denkwürdige Tatsache richtet, dass sowohl hier wie dort solche Einzelheiten wie die Stirnaufbiegung der Monte Leone-Rheinwalddecke und ihre Verfaltung mit der hangenden Decke, die tiefe Synklinale der Monte Rosa- und Tambo-Surettadecke, die Verdoppelung der Lebendundecke sich erhalten, so kann man nicht leugnen, dass es sehr auffallend und wenig befriedigend wäre, wenn dasselbe nicht zuträfe für die viel bedeutendere Rückenumbiegung der Bernhardecke. Davon ausgehend, bin ich zu einer Hypothese gelangt, die ich, wenn auch auf die Gefahr hin, damit keinen Beifall zu erwerben, doch hier ausführen will, weil ich wahrscheinlich selbst keine Gelegenheit haben werde, ihre Richtigkeit oder Unrichtigkeit im Felde nachzuprüfen.

Von jeher ist der sog. Rofnagneis deutlich unterschieden worden von den eigentlichen Surettagneisen. Er bildet die Stirn der Suretta-

decke. Der Gneis der Burgruine Splügen, welcher mit ihm übereinstimmt, ist von Wilckens (43) westwärts bis über das Areuetal hinaus verfolgt worden, einer Stelle, die bereits tiefer als die Tambostirn liegt. Die stärker metamorphen Rofnagesteine weisen makroskopisch beträchtliche Ähnlichkeit mit den Adulaaugengneisen der Misoxer Mulde auf, weniger dagegen mit denjenigen von Vals. Sollte die ganze Rofnamasse vielleicht ein durch den Vorstoss der Surettadecke nach Norden verfrachteter Teil der Aduladecke und somit das Äquivalent jenes rückwärtigen Knies der Bernharddecke sein? Dass die von Rüetschi (28) publizierten Analysen der Rofnagesteine gut mit meinen eigenen über die normalen Adulagneise und den Valser Augengneis übereinstimmen, will nichts beweisen, zum mindesten solange die chemische Erforschung der übrigen penninischen Gneise eine so mangelhafte ist wie bisher. Vom Vorhandensein mesozoischer Gesteine als südlicher Grenze des Rofnagneises ist nichts bekannt. Rüetschi gibt an, dass dieser dort an Amphibolite und „Eklogite“ anstösst, ohne dass ein Eruptivkontakt festgestellt werden konnte. Man bekäme „den Eindruck, dass das Rofnagestein jünger sei als die Amphibolite“; wieso, ist nicht ausgeführt. Die Grenze sei stark verdeckt mit Trümmern und schwierig zugänglich. Nach Rolle (25) ist der Rofnagneis vom dunkelglimmerigen Surettagneis getrennt durch eine Zone von Glimmerschiefer. Im übrigen ist es bekannt, wie oft schon das Suchen nach hypothetisch geforderten Gesteinen oder Schichtgliedern erfolgreich war. Auch an der Grenze zwischen Rheinwald- und Fanelladecke liegt auf weiten Strecken Gneis auf Gneis, ohne dass mesozoische Gesteine vorhanden wären.

In die Rofnamasse reichen von oben drei Triasmulden tief hinunter. Sie stehen ausserordentlich steil, fast senkrecht, wie man auf dem Profil bei Rüetschi sehen kann. Keineswegs aber liegen sie so flach, wie Staub (38) auf seinem Sammelprofil es dargestellt hat, entsprechend einem, sagen wir „tektonischen Gefühl“, auf das solche Steilstellung beim Mangel eines nördlich gelegenen Hindernisses fast beleidigend wirkt. Wohl können die Molare- und die Rheinwalddecke unter dem stauenden Einfluss des nahen Gotthardmassives ihre Stirnen ausweichend nach oben richten, für die Suretta fehlt eine solche Ursache. Ausserdem ist ihre liegende, die Margnadecke, in der Schamserregion gerade in umgekehrter Richtung von Süden nach Norden geschuppt. Die Stirn der Monte Rosadecke weist keine derartigen Mulden auf. All dies würde sich erklären durch die Annahme, dass eben durch das rasche Vorrücken der Suretta das rückwärtige Knie der Adula eingestossen wurde und deren ursprünglich

flachgelagerten obersten vier Schuppen sich dabei steil aufrichteten, wie es in den orogenetischen Profilen darzustellen versucht wurde.

Liesse sich die Hypothese beweisen, wäre dies eine weitere willkommene und interessante Übereinstimmung der Bündener- und Wallisertektonik.

VI. Faciesverteilung und Orogenese.

Ein so betitelttes Kapitel darf einer tektonischen Arbeit, die ein einigermaßen beträchtliches Gebiet umfasst, nicht mehr fehlen; darf man doch auch nicht vergessen, dass der Charakter der Geologie immer ein geschichtlicher bleibt, dass sie nicht allein die Naturdokumente lesen und beschreiben soll, sondern deren Aussagen zu einem Bild des historischen Geschehens zu gestalten ihre Hauptaufgabe ist.

Lange Zeit hat es fast als Dogma gegolten, dass die Alpen ihre Entstehung einem einmaligen, ziemlich plötzlichen Vorgang zur Tertiärzeit zu verdanken hätten. Es wurde eine alte hercynische und eine junge tertiäre Faltung angenommen, durch eine lange Zeit der Ruhe getrennt. Die jüngste Entwicklung der Alpengeologie lässt eine solche Anschauung nicht mehr zu und wieder sind es Argand (7) und Staub (38), die in meisterhafter Grundlegung der Embryotektonik der Alpen dargelegt haben, wie seit der Permzeit die Bewegung niemals aufgehört, wie in weit sich ausdehnenden Geantiklinalen die Decken sich langsam vom Grunde des Meeres erhoben, wie sie durch das ganze Mesozoikum hindurch deutlich zu verfolgen sind, unter vielen Schwankungen wachsen, um schliesslich im Tertiär in gewaltigem Paroxysmus den Aufbau der Alpen durch Aufeinanderschub, gegenseitige Einwicklungen und Abquetschungen zu vollenden. Und es ist diese Synthese nicht ein blosses Bild der Spekulation, sondern zwingende Folgerung aus der Verteilung der Facies in den verschiedenen Perioden der Erdgeschichte. Es kann nicht meine Absicht sein, hier einen Auszug aus diesen Arbeiten zu geben, nur so viel sei erwähnt, dass das penninische Gebiet von Staub folgendermassen gegliedert wird:

Penninische Gross- geosynklinale	{	1. Nordpenninische Geosynklinale	{	Misoxer G. S.
		2. Adula-Geantiklinale		Tambo-Suretta G. A.
		3. Mittelpenninische Geosynklinale		Castione G. S.
		4. Margna-Geantiklinale		
		5. Südpenninische Geosynklinale		

Diese penninische Geosynklinale war die eigentliche Thetis, der tiefste Teil des Mittelmeeres zwischen dem eurasiatischen Kontinent und der indoafrikanischen Scholle. Nördlich davon lag die Flachsee des helvetischen Ablagerungsgebietes, das hercynische Vorland, im Süden breitete sich die Grossgeantiklinale der unterostalpinen Region aus.

Sei als Grundlage der Faciesbezeichnung in unserem Gebiet folgendes Schema angenommen:

- hochneritisch: grobklastische Bildungen (Breccien, Konglomerate),
- tiefneritisch: Quarzite, Gneisquarzite, Kalke, Dolomite, Rauh-
wacken,
- hochbathyal: vorwieg. kalkreiche, tonerdearme Bündnerschiefer;
- tiefbathyal: vorwiegend tonerdereiche, kalkarme oder -freie
Bündnerschiefer,

dann erhalten wir das in folgender Tabelle niedergelegte Bild für Teilelemente der Adula:

	Trias	Lias
Saferdecke	tiefneritisch	tiefbathyal?
Tomüldecke	tiefneritisch-hochbathyal	hochbathyal mit tief-u. hoch- nerit. Einlagerungen
Auldecke	tiefneritisch-hochbathyal	hochbathyal-tiefneritisch
Augengneisschuppen	hochbathyal	hochbathyal
Valserdecke	S. hochbathyal N. tiefneritisch-hochbathyal	hochbathyal
Fanelladecke	tiefneritisch	tiefbathyal, nach oben mehr und mehr hochbath. und tiefneritisch
Rheinwalddecke	tiefneritisch	
Lugnetzerschuppen	tiefneritisch	tiefbathyal

Im Gesamtbild des Penninikums tritt demnach die Adula deutlich als Geantiklinale hervor, wenn auch weniger als in Staub's Darstellung, letzteres hauptsächlich eine Folge des Fehlens des Verrucano im Perm. Das Bild wird jedoch kompliziert durch die ausserordentliche Schuppenbildung. Die Hauptentwicklung des neritischen Lias liegt in den Breccien der Tomüldecke vor. Aber diese Partie gehört

nicht zur Stirnregion der mächtigsten Gneisentwicklung, sondern stammt aus weit südlicherer Gegend.

Ich will nicht versuchen, diese Verhältnisse in künstlicher Weise der Staub'schen Theorie anzupassen, sondern einen etwas abweichenden Weg der Erklärung beschreiten, welche zugleich Licht auf manch andere Erscheinung werfen soll.

Wenn heute die tertiäre Alpenfaltung nur noch als der letzte Akt einer langsamen Bewegung angesehen wird, die vielleicht seit der hercynischen Faltung niemals aufgehört hat, so darf man wohl noch einen Schritt weiter gehen, indem man diese Bewegung so weit beschleunigt, dass zu Ende der Jurazeit die penninische Region mit Ausnahme ihrer hangendsten, der Margnadecke, ihre heutige Gestaltung in den Hauptzügen vollendet hatte. Wenn wir dies nicht tun, sind wir gezwungen anzunehmen, dass in den bathyalen Ablagerungen der Bündnerschiefer der Nordtessiner Gneisdecken und der Adula überall nicht bloss der sicher bewiesene Lias vorliegt, sondern in genau derselben Ausbildung auch Dogger, Malm, Kreide und Tertiär, denn die Sedimentation könnte hier ebensowenig wie im Helvetischen und Ostalpinen unterbrochen worden sein. Aber in diesen Gebieten ist nirgends etwas Derartiges je nachgewiesen worden. Erst im Mesozoikum der Margnadecke ist Malm und wohl auch Kreide sicher in Form der Radiolarite und Aptychenkalke, die auch auf dem Rücken der Surettadecke im Bergell aufgefunden worden sind. C. Schmidt glaubt in der Viamala ebenfalls Kreide annehmen zu können (32).

Wie wir gesehen haben, ist in der Synklinale zwischen der Rheinwald- und der Fanelladecke keine Spur von Schistes lustrés aufzufinden, überall nehmen wir nur die Dolomite, Rauhacken und weissen Marmore der Trias wahr. Man könnte dies, wenn man wollte, so erklären, dass eben die liasischen Bündnerschiefer durch die Fanelladecke nach vorne abgeschert worden seien. Aber dann hätten — und man darf nicht vergessen, dass gerade die der Rheinwalddecke vorgelagerten Schiefer zu den kalkarmen und dunkelsten, also leicht unterscheidbaren gehören — immerhin einige Reste von ihnen zurückbleiben müssen, ebenso wie es mit dem Komplex solcher Schiefer am Valserberg zwischen Fanella- und Valserdecke der Fall ist, während weiter nördlich nur noch Trias sich vorfindet. Viel wahrscheinlicher dürfte es sein, dass die Fanelladecke bereits am Ende der Trias über die Rheinwalddecke geschoben wurde, so dass Lias sich überhaupt hier nicht ablagern konnte. Im Wallis hingegen ist er an dieser Stelle, zwischen Monte Leone- und Bernharddecke vorhanden und das würde darauf hindeuten, dass der Schub in der

Adula früher begann und nach Westen, wie leicht verständlich, eine Verzögerung erfuhr. In gleicher Weise findet sich in den rückwärtigsten Synklinalseiten der Tessinerdecken, wie es scheint, nur Trias, ebenso zwischen Tambo und Suretta, und erst weiter vorne auch Lias. Die Deckenbewegung des Penninikums begann während der Trias und setzte sich während der Sedimentation des Lias ununterbrochen fort, so zwar, dass zur Zeit der grünen Intrusionen und Ergüsse jener Zustand erreicht war, der auf Profil Nr. 2, Tafel IV, dargestellt ist: während die Tessiner- und die unteren Aduladecken bereits ihre volle Ausbildung erlangt hatten, befanden sich die oberen Schuppen der Adula, und weit mehr noch die Tambo-Suretta-, sowie die Margnadecke immer noch in embryonaler Anlage. Der Valser Augengneis muss jedoch schon im frühesten Lias überschoben worden sein, in seinem Liegenden finden wir keine Grünschiefer (mit Ausnahme der sekundär unterfalteten im Norden) und die Bündnerschiefer erreichen keine grosse Mächtigkeit.

Die Bewegung geht weiter: ohne dass noch Zeit zu bemerkenswerter Ablagerungsmöglichkeit bliebe, fährt die Valserdecke direkt über die Grüngesteine der Fanelladecke (Valserberg), auf ihrem Rücken die Augengneisdecke passiv mitnehmend. Auf den Grünschiefern der Auldecke aber können sich noch Liassedimente ablagern und zwar um so mehr, je länger sie noch nicht von der Tomüldecke überschoben sind. In der Tat: bei Nufenen und am Valserhorn liegt die Überschiebungsfäche ihnen weit näher als etwa auf der Alp Rischuna oder am Piz Seranastga. Dementsprechend noch grössere Schiefermassen oberhalb der Grünschiefer enthält die Tomüldecke im Safiental. Und dass gerade das liasische Alter dieser hangendsten Partien einer der obersten Adulateildecken, der Auldecke, durch Fossilfunde festgestellt ist, beweist, dass wirklich Malm, Kreide und Tertiär hier fehlen und somit auch ihre Annahme in den tieferen Decken rein willkürlich wäre.

Hier ist wohl auch der Ort, folgendes zu bemerken: Wie bekannt und wie die vor einigen Jahren erschienene Arbeit von van Holst-Pellekaan (19) über die Scopi- und die in Aussicht stehende von L. J. Krige (22) über die Pioragesteine zeigen, sind die Bündnerschiefer der tiefsten Tessinerdecken ganz bedeutend stärker metamorphosiert als diejenigen zum Beispiel der Adula. Es ist dies nunmehr leicht erklärlich: jene sind eben seit dem Lias den durch mächtige Überlagerung bedingten umwandelnden Kräften unterworfen, diese dagegen erst seit dem Tertiär; jene gehören der mittleren Zone im Sinne Grubenmanns an, diese der obern. Dieser Unterschied

in Zeit und Zone gestaltet dieselbe Substanz einerseits zu den hochmetamorphen, ausserordentlich interessanten Pioraschiefern, andererseits zu den langweiligen, faulen Phylliten des Lugnetz, des Safientales, des Heinzenberges. Und nicht anders ist es mit dem Altkristallin. Aber auch die Gesamtmasse des Mesozoikums nimmt von unten nach oben zu, entsprechend der verlängerten Sedimentationsdauer.

Noch vor dem Malm findet nun die Überschiebung der Tamborsurettadecke statt; in ihrem Liegenden lagert sich kein solcher mehr ab, wohl aber auf ihrem Rücken (Bergell), und an ihrer Stirn (Viamala), an ihrer Wurzel bei Castione aber wiederum nicht, denn bereits vorher hatte die nächste Decke ihre Bewegung nach Norden begonnen. Nun gar in der Margnadecke können sich natürlich noch beträchtliche Malm- und sogar Kreideablagerungen bilden, und zwar sind letztere an der Stirn bekannt als Gerölle von Urgon- und Quintnerkalk im Prättigauflysch, auf dem Rücken beide als Radiolarit-Aptychenkalkkomplexe mit bunten Schiefern, an der Wurzel als abyssaler Radiolarit (im Canavese). Die Deutung dieser Tatsachen lässt sich im Lichte meiner Hypothese noch mehr vertiefen, nämlich folgendermassen: die sich am Südrande des Gotthardmassives immer höher und höher aufstauenden Massen der untern und mittleren penninischen Decken müssen nach und nach aus der bathyalen in die neritische Zone hinaufgelangt und teilweise wohl auch der Abtragung über dem Meere unterworfen worden sein. Da entstanden, zuerst spärlich, die Breccien und Quarzite in der Tomüldecke, die Gneisquarzite im vorgeschobenen Mesozoikum der Rheinwald- und Fanelladecke und ganz entsprechend immer reichlicher auch in der heranrückenden Stirn der Margnadecke, die Kalke, Quarzite, Gneisquarzite, die Vizan- und Taspinitbreccien des Schams und Oberengadins, die groben Dolomitreccien am Dolin. Diese letzteren zeigen, dass die Erosion bis auf die Triasschichten ging, ja sogar noch weiter bis ins Altkristallin, denn die Taspinitgerölle stammen von diesen. Hiermit ist auch die Antwort auf die Frage gegeben, wo denn der Hauptteil des Mesozoikums der Rofnaschuppen und der Surettastirn zu suchen wären, nachdem bereits die ganze Masse der nördlich gelegenen Bündnerschiefer den einzelnen Adulaschuppen zugeteilt worden ist. Es ist eben zum weitaus grössten Teil abgetragen worden und nur die Reste sind heute noch vorhanden. Aber auch die Kreideablagerungen, und bezeichnenderweise nur die neritischen, gerieten bald in die Erosionszone und lieferten die erwähnten Gerölle in dem transgredierenden Prättigauflysch. Denn im Tertiär muss das Flyschmeer über das frühere Festland des Penninikums hinweg den hel-

vetischen und südenninischen Ablagerungsraum verbunden haben. Auf dem Rücken aber der Margna konnten sich wohl bathyale und gegen ihre Wurzel sogar abyssale Kreideschichten ablagern. Sie bildete den Steilabsturz des penninischen Festlandes hinunter in die südenninische Geosynklinale. Die Aufwölbung der penninischen Wurzelzone in ihre jetzige Lage erfolgte ja erst viel später, als auch die ostalpinen Decken bereits gebildet waren, im Zusammenhang mit der dinarischen Einsenkung.

Bekanntlich sind an der Stirn der Bernhardecke die neritischen Ablagerungen ausserordentlich mächtig entwickelt, viel bedeutender als in der entsprechenden Region der Adula. Es ist dies leicht verständlich, wenn man bedenkt, dass mit der gewaltigen Entwicklung des kristallinen Kerns der Bernhardecke im Westen die Auftürrung der Schubmassen eine grössere Höhe erreichen musste, so dass die Meeresoberfläche viel früher erreicht wurde als im Osten.

Dafür, dass im Wallis die Bernhardecke s. s. gegenüber ihren liegenden, den Simplondecken weit überwiegt, während das Verhältnis hier in Bünden gerade umgekehrt ist, hat Staub (38) eine Erklärung zu geben versucht, die wohl das richtige treffen dürfte.

Noch eine andere Frage muss hier berücksichtigt werden, nämlich diejenige nach den Wurzeln der helvetischen Decken. Bekanntlich treten in der Gegend von Bonaduz, schon Theobald bekannt, einige Partien helvetischer Facies zutage. Sie wurden einlässlich dargestellt von Arbenz und W. Staub (1). Überlagert werden sie von Bündnerschiefern, die somit hier nahe an das untertauchende Aarmassiv heranreichen. Sie können wohl als Wurzelzone der Glarner- und Mürtshendecke aufgefasst werden, welche letzterer sie facieell am nächsten stehen, dagegen bietet es einige Schwierigkeiten, die Reduktion zu erklären, welche die höheren helvetischen Decken erfahren müssten, um zwischen ihnen und den Bündnerschiefern zu wurzeln. Die genannten Autoren kommen zum Schluss, dass „entweder die fehlenden Partien ausgequetscht oder weggeschoben oder der Erosion anheimgefallen sind“. Für die letzte Möglichkeit spricht die Unebenheit der Bonaduzer Überschiebungsfläche. Das Problem würde aber ein etwas verändertes Gesicht erhalten, wenn man anerkennt, dass die penninische Region vorkretazisch gefaltet ist, dass zur Malmzeit etwa jener Zustand vorlag, wie er im Profil 4 auf Tafel IV darzustellen versucht wurde. Damals schon oder kurz nachher dürfte die Bewegung der obern helvetischen Decken über die untern hinweg begonnen haben, da in ihren rückwärtigen Teilen das Hangendste der letzteren wie auch der Felsen bei Bonaduz Malm ist.

Die Bündnerschiefer stossen noch weit nordwärts vor, wahrscheinlich als Ganzes, wobei sie mehr oder weniger als „Pseudokern“ des oberen Helvetikums wirken mögen. Die endgültige tertiäre Überschiebung des Unterostalpinen dann hat diese Verbindung zerstört, die oberen helvetischen Decken von den zurückbleibenden Bündnerschiefermassen abgetrennt und noch etwas weiter nach Norden verfrachtet, in ähnlicher Weise, wie dies mit der Brecciendecke als Stirn der Errdecke, der Klippendecke als solcher der Berninadecke geschah, wo die Zusammenhänge heute nur noch kümmerliche sind. Wir brauchen demnach die Wurzeln der obern helvetischen Decken gar nicht in der Gegend von Bonaduz zu suchen und brauchen auch keine Erosion derselben anzunehmen, deren klastisches Material übrigens doch auch irgendwo geblieben sein müsste.

Ich halte es für das beste, durch folgende zwei schematische Skizzen die Profile der Tafel IV, die schon fertig gezeichnet sind, nachträglich zu ergänzen, um das eben Gesagte besser zu verdeutlichen.

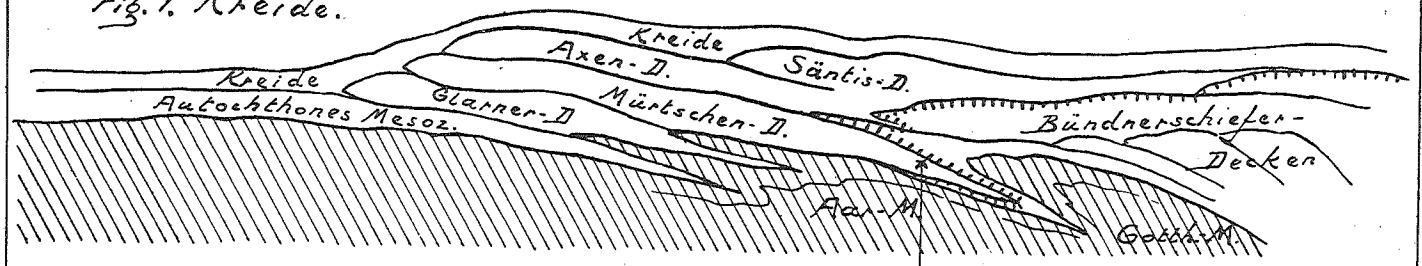
Dieses Kapitel zusammenfassend darf also gesagt werden, dass die Argand-Staub'sche embryotektonische Theorie der Alpen dahin zu erweitern ist, dass die Absatzgebiete der nord- und mittelpenninischen Geosynklinalen zur Kreidezeit nicht mehr existiert haben, sondern an ihre Stelle eine Antiklinale getreten war, entstanden durch den in den Hauptzügen vollendeten Zusammenschub der unter- und mittelpenninischen Decken am Rande des eurasiatischen Kontinents.

Nie hat es seit dem Paläozoikum eine Pause in der Alpenfaltung gegeben: der hercynischen Faltung folgte in Trias und Jura die Bildung der penninischen, in Kreide und Tertiär diejenige der helvetischen und ostalpinen Decken.

L. Kober hat schon 1911 das vortertiäre Alter des oberostalpinen Deckenschubes nachgewiesen, welches durch die sog. Transgression der Gosau (obere Kreide) deutlich zutage liegt. Tertiär kennen wir nur in den vordersten Teilen der ostalpinen Decken.

Zum Schluss sei noch speziell darauf hingewiesen, dass die Theorie der allmählichen Alpenfaltung erlaubt, eine nicht rein mechanisch-tektonische Erklärung für eben diese denkwürdige Erscheinung zu geben, dass, je mehr wir uns der Stirn einer Decke nähern, im allgemeinen immer jüngere Schichten auftreten. Die Sedimentation erfolgte während der Bewegung unaufhörlich weiter und konnte immer nur den noch nicht im Hangenden überschobenen Teil der Decke erreichen. Theoretisch würde daraus folgen, dass die facielle Verwandtschaft übereinander liegender Decken eine um so

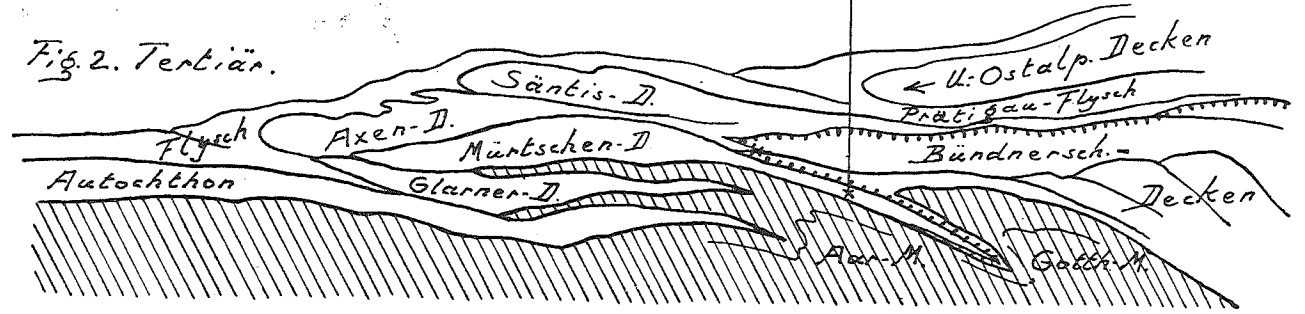
Fig. 1. Kreide.



Längen ca. 1:500000.

Bonaduz

Fig. 2. Tertiär.



Entstehung der helvet. Decken und „penninische Überschiebung“.

nähere sein müsse, je jüngere Schichten wir der Betrachtung unterwerfen, eine Schlussfolgerung, deren Berechtigung vielleicht durch künftige Arbeiten festgestellt wird.

Nachtrag.

Nach dem Abschluss meines vorliegenden Berichtes erschien eine Arbeit von Chr. Tarnuzzer: Die prähistorischen Bergstürze im oberen Safiental (LVIII. Jahresbericht d. Naturf. Ges. Graub. 1918). Ich bin der Meinung, dass es sich hier nicht um eigentliche Bergstürze handelt, sondern um Rutschgebiete mit langsamer Bewegung. Im Profil ist das Fallen der Bündnerschiefer auf der Westseite des Tales von Tarnuzzer unrichtig dargestellt. Diese sowohl wie die hangenden grünen Schiefer fallen ursprünglich fast genau mit dem Talhang ein. Unter der Last der Grünschiefer geraten die viel weniger widerstandsfähigen, an vielen Stellen dem Einfluss der Atmosphärien ausgesetzten Bündnerschiefer ins Rutschen und auf diese Weise entsteht das zum Teil widersinnige Einfallen beider Gesteine. Diese Frage ist jedoch hier von geringer Bedeutung. Wichtig dagegen ist das Vorkommen von Blöcken altkristalliner Gesteine beim „Turahuus“ („beim Turm“ der topogr. Karte), welches Tarnuzzer aufgefunden hat und das er benutzt, um den obern „Bergsturz“ vor das Ende der letzten Vergletscherung zu setzen, indem er die Heimat dieser Gesteine bei Vals vermutet. Ich meine, dass die Blöcke einen andern Ursprung haben dürften: auf der Ostseite des Tales, in den „Nollen“, tritt die Trennungsfläche der Tomüldecke von der Saferdecke zutage, charakterisiert durch den von Zyndel nachgewiesenen Dolomit und sicherlich auch durch noch unbekannte Fetzen von Gneis. Von hier aus war der Weg zum „Turahuus“ gewiss näher als von Vals. Gletschertransport braucht dabei keine Rolle zu spielen.

Auch die neueste Arbeit von J. Königsberger: Über alpine Minerallagerstätten (Abh. K. Bayer. Ak. Wiss. math.-phys. Kl. XXVIII. Bd., 10, 1917), erfordert einige Bemerkungen, natürlich nicht ihres mineralogischen Inhalts wegen, wohl aber in bezug auf einige petrographisch-stratigraphische Angaben über die Valser Gegend.

Dass der Adulagneis „ein kaum zu entwirrender Komplex von Injektionsgneisen, Orthogneisen, Porphyren, Hornfelsen, Granuliten,

Paragneisen“ sei, der nach Süden in Glimmergneis übergehe, „dessen Glimmer braun bis schwarz ist“ und in dem „auch Orthogneise und Aplite, ferner Kontaktschollen mit reichlichem Granat und Epidot“ vorkämen, kann ich nur als eine unnötige Verkomplizierung des wirklichen Sachverhaltes ansehen.

Fernerhin sollen die „graphitoidfreien Glimmerschiefer“ des Piz Aul permokarbonisch sein. Die „echten“ mesozoischen Bündnerschiefer sollen Kalkkarbonat enthalten (pag. 9, lin. 9 v. u.), die paläozoischen nicht (pag. 17, lin. 7 v. u.). Unglücklicherweise sind am Piz Aul gerade die mit Salzsäure am fröhlichsten aufbrausenden Schiefer der ganzen Zone versammelt.

Die quarzitischen und gneisquarzitischen Bündnerschiefer weiter nördlich werden als „gneismetamorphes Permokarbon“ erklärt, der Marmorhorizont Piz Alpettas-Buccarischuna als Trias. Ich habe begründet, warum ich im Gegenteil eines wie das andere zu den jüngsten Ablagerungen des Gebiets rechne.

Wenn mit der Bezeichnung der Grünschiefer als eingeschmolzene Sedimente eine Erklärung derselben im Sinne Termiers (Congr. géol. intern. Stockholm 1910) angedeutet werden soll, so wird darüber noch zu reden sein. Wirkliche Einschmelzungen können sie nicht sein, weil sie meistens in sicher nichterruptiver Umgebung liegen.

Die Resultate, welche Frl. E. Heydweiller bei der Erforschung der Misoxer Mulde und des mittleren Teils der Aduladecke gewonnen hat, in den Kreis der Betrachtung zu ziehen, bin ich nicht ermächtigt. Jedermann wird seinerzeit leicht die Verbindung beider Gebiete über den Hinterrhein herstellen können und die Übereinstimmung erkennen.

Ich freue mich, dass Herr R. Gsell, welcher den Flimser Bergsturz bearbeitet hat, in bezug auf die Wurzeln der helvetischen Decken zu ähnlichen Vermutungen gekommen ist wie ich, gestützt auf Anhaltspunkte stratigraphischer Art im unteren Safiental (mündliche Mitteilung). Eine genaue Bearbeitung des Heinzenberges und des Domleschg ist dringend zu wünschen! Höchst wahrscheinlich wird ihr Resultat die Auffindung helvetischer Reste über dem Penninikum, wenn nicht die Feststellung eines direkten Überganges zwischen Margnastirn und Helvetikum sein. Aber selbst ein negatives Ergebnis wäre nicht zu verachten.

Zu Tafel III.

Auf dieser Tafel sind allein die Verhältnisse dargestellt, wie sie sich der Beobachtung direkt ergeben. Die tektonische Deutung kann leicht aus der Karte und Profil 4 auf Tafel IV ersehen werden.

Zu Tafel IV.**Erklärung der Abkürzungen:**

helv.	=	helvetischer Ablagerungsraum.	
GM	=	Gotthardmassiv.	
Mo	=	Molare- (Lucomagno-)decke.	
Si	=	Simanodecke.	
L	=	Lugnetzerschuppen (Lebendun).	
Rh	=	Rheinwaldecke (Mte Leone).	
F	=	Fanelladecke	} (St. Bernhard)
V	=	Valserschuppen	
A	=	Auldecke	
To	=	Tomüldecke	
Sa	=	Safierdecke	
Ro	=	Rofnaschuppen	
Ta	=	Tambodecke	} (Mte Rosa)
Su	=	Surettadecke	
Ma	=	Margnadecke (Dt. Blanche).	

Die Grüngesteine der südlichen Decken sind mangels genauer Angaben weggelassen. Die vertikalen Ausdehnungen sind auf sämtlichen Profilen zum Teil stark übertrieben.

Benutzte Literatur.

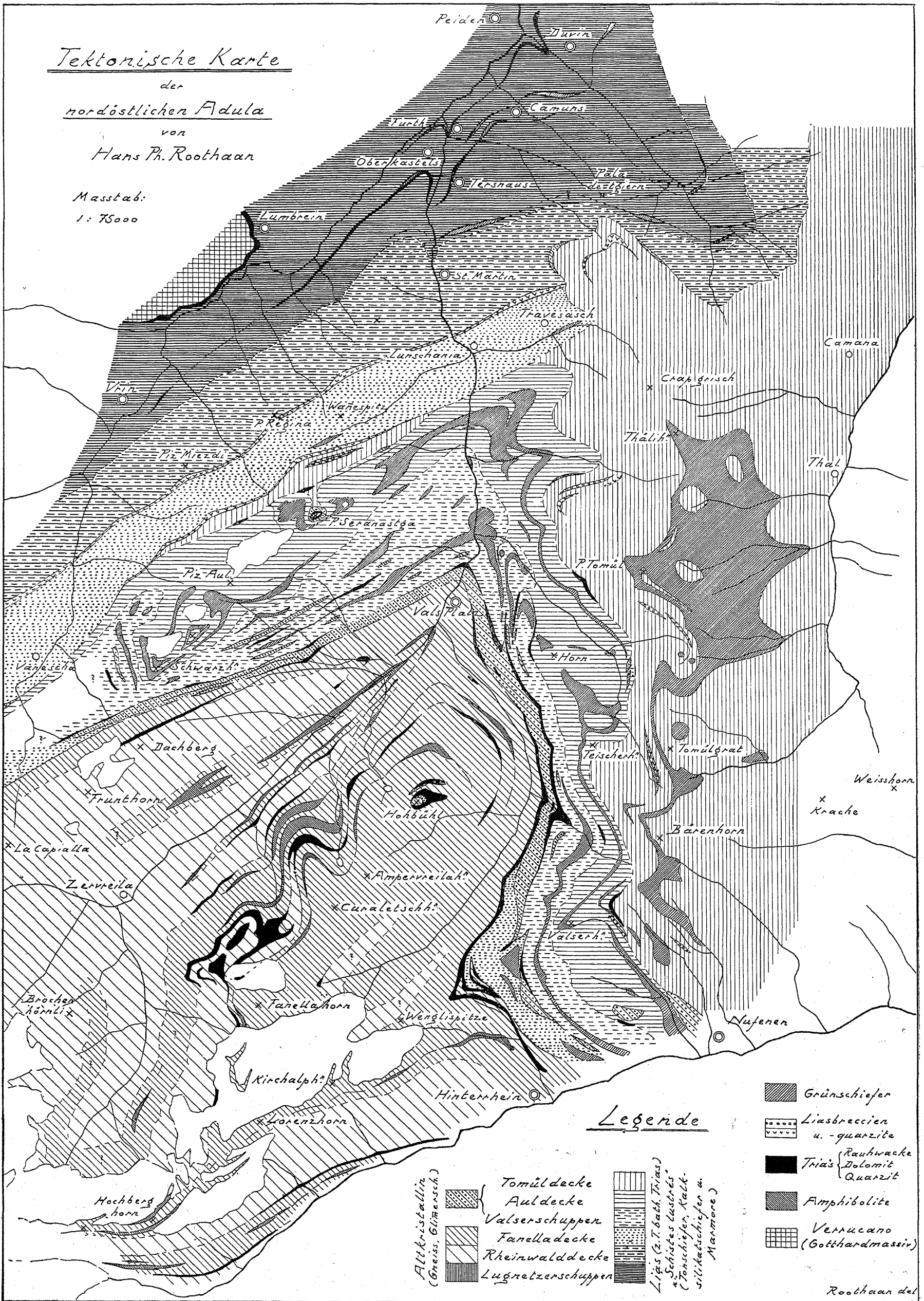
1. Arbenz, P. und Staub, W., Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal und die Überschiebung des Bündnerschiefers südlich von Bonaduz. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich. 55. 1910.
2. Argand, E., Carte géologique du massif de la Dent blanche. Mat. carte géol. Suisse, n. s. XXIII, carte spéciale n° 52. 1908.
3. — L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales. Bull. Lab. Géol. etc. Université Lausanne, n° 14. 1909.
4. — Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. Mat. carte géol. Suisse n. s. XXXI. 1911.
5. — Les nappes de recouvrement des Alpes Occidentales. Carte structurale et coupes. Mat. carte géol. Suisse, carte spéciale n° 64. 1911.
6. — Sur les plis transversaux des Alpes Occidentales et sur la tectonique du Tessin septentrional. Soc. Neuchâtel. sciences nat. 1915.
7. — Sur l'arc des Alpes Occidentales. Ecl. géol. Helv. Vol. XIV, 1. 1916.
8. Diener, C., Geologische Studien im südwestlichen Graubünden. Sitz.-Ber. Kais. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-Nat. Klasse XCVII. 1888.
9. Escher, A. und Studer, B., Geologische Beschreibung von Mittelbündten. Neue Denkschr. d. schweiz. naturf. Ges. Bd. II. 1839.
10. Freudenberg, W., Das mesozoische Alter des Adulagneises. Ber. 41. Vers. oberrh. geol. Ver. Ulm. 1908.
11. — Der Trias-Gneis-Kontakt am Ostrand des Adulamassivs etc. N. J. Min. etc. Beil.-Bd. XXXVI. 1913.
12. Grubenmann, U., Über einige schweizerische Glaukophangesteine. Festschrift H. Rosenbusch. Stuttgart. 1906.
13. Heim, Alb., Geologische Karte der Schweiz, 1:100000, Blatt XIV. 1885.
14. — Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Beitr. geol. Karte der Schweiz, 25. Lief. 1891.
15. — Geologische Begutachtung der Greinabahn. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich. 1906.
16. — Über die nordöstlichen Lappen des Tessinermassivs. Ebenda.
17. — Der Bau der Schweizeralpen. Neujahrsbl. d. Naturf. Ges. Zürich. 1908.
18. — Geol. Karte der Schweiz, 1:500000, II. Aufl. 1911.
19. Holst-Pellekaan, W. van, Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi. Diss. Zürich. 1913.
20. Klemm, G., Bericht über Untersuchungen an den sog. „Gneisen“ und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessinalpen. Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Berlin. I. 1904, I. 1905, I. 1906, I. 1907.

21. Kober, L., Über Bau und Entstehung der Ostalpen. Mitt. geol. Ges. Wien. 1912.
22. Krige, L. J., Petrographische Untersuchungen im Val Piora. Manuskript (Ecl. geol. Helv. 1918).
23. Meyer, H., Geologische Untersuchungen am Nordostrand des Surettamassivs. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. B. Bd. XVII. 1909.
24. Preiswerk, H., Die Struktur der nördlichen Tessiner Alpen. Ecl. geol. Helv., Vol. XII, 2. 1912.
25. Rolle, F., Das südwestliche Graubünden und nordöstliche Tessin. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, 23. Lief. 1881.
26. — Geol. Karte der Schweiz, 1:100000, Blatt XIX. 1882.
27. Rothpletz, A., Über das Alter der Bündnerschiefer. Zeitschr. deutsche geol. Ges. 47. 1895.
28. Rüetschi, G., Zur Kenntnis des Rofnagesteines. Ecl. geol. Helv. Vol. VIII, 1. 1903.
29. Schardt, H., Renevier, E. und Lugeon, M., Geol. Karte der Schweiz, 1:100000. Blatt XVI. 1899.
30. Schardt, H., Tectonique du Simplon. Ecl. geol. Helv. Vol. VIII, 2. 1904.
31. Schmidt, C., Beiträge zur Kenntnis der im Gebiet von Blatt XIV der geol. Karte der Schweiz in 1:100000 auftretenden Gesteine. Anhang zur XXV. Lief. d. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. 1891.
32. — Über die Geologie der Simplongruppe und die Tektonik der Schweizer Alpen. Ecl. geol. Helv. Vol. IX, 4. 1907.
33. — Bild und Bau der Schweizer Alpen. Basel. 1907.
34. Schmidt, C. und Preiswerk, H., Geol. Karte der Simplongruppe, mit Profilen u. Erläuterungen. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, Lief. XXVI, Spezialkarte Nr. 48. 1908.
35. Staub, R., Zur Tektonik der südöstlichen Schweizer Alpen. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, n. F. XLVI. Lief., 1. Abt. 1916.
36. — Tektonische Karte der südöstlichen Schweizer Alpen. Ebenda. 1916. Spezialkarte Nr. 78.
37. — Das Äquivalent der Dent Blanche-Decke in Bünden. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich. 1917.
38. — Über Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizer Alpen. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, n. F., XLVI. Lief., III. Abt. 1917.
39. Steinmann, G., Das Alter der Bündnerschiefer. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. B. Bd. IX, 3, 1895 und Bd. X, 2, 1898.
40. Studer, B., Geologie der Schweiz. 1851.
41. Tarnuzzer, Übersicht der Marmorvorkommnisse in Graubünden. Jahresber. d. Naturf. Ges. Graub. N. F. 47. 1905.
42. Welter, O. A., Stratigraphie und Bau der Alpen zwischen Hinterrhein und Safiental. Ecl. geol. Helv. Vol. X, 6. 1909.
43. Wilckens, O., Über den Bau des nordöstlichen Adulagebirges. Centr.-Bl. für Min. etc. 1907.
44. — Über die Existenz einer höheren Überschiebungsdecke in der sog. Sedimenthülle des Aduladeckmassivs. Monatsber. deutsche geol. Ges. 61. 1909.

45. — Über die Faltung im Adulagebirge. N. J. Min. etc. 1910.
 46. Wolff, F. v., Der Vulkanismus. 1. Bd. Stuttgart. 1915.
 47. Woyno, T. J., Petrographische Untersuchung der Casannaschiefer des mittleren Bagnes (Wallis). N. J. Min. etc. 1911. Beil.-Bd. XXXIII.
 48. Zyndel, F., Tektonik von Mittelbünden. Ecl. geol. Helv. Vol. XI, 3. 1910.
 49. — Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, n. F. 41. Lief. 1912.
 50. — Kurze Mitteilung über die Bündnerschieferregion des Schams und Avers. Ecl. geol. Helv. Vol. XII, 4. 1913.
-

Tektonische Karte
 der
nordöstlichen Adula
 von
 Hans Ph. Roothaan

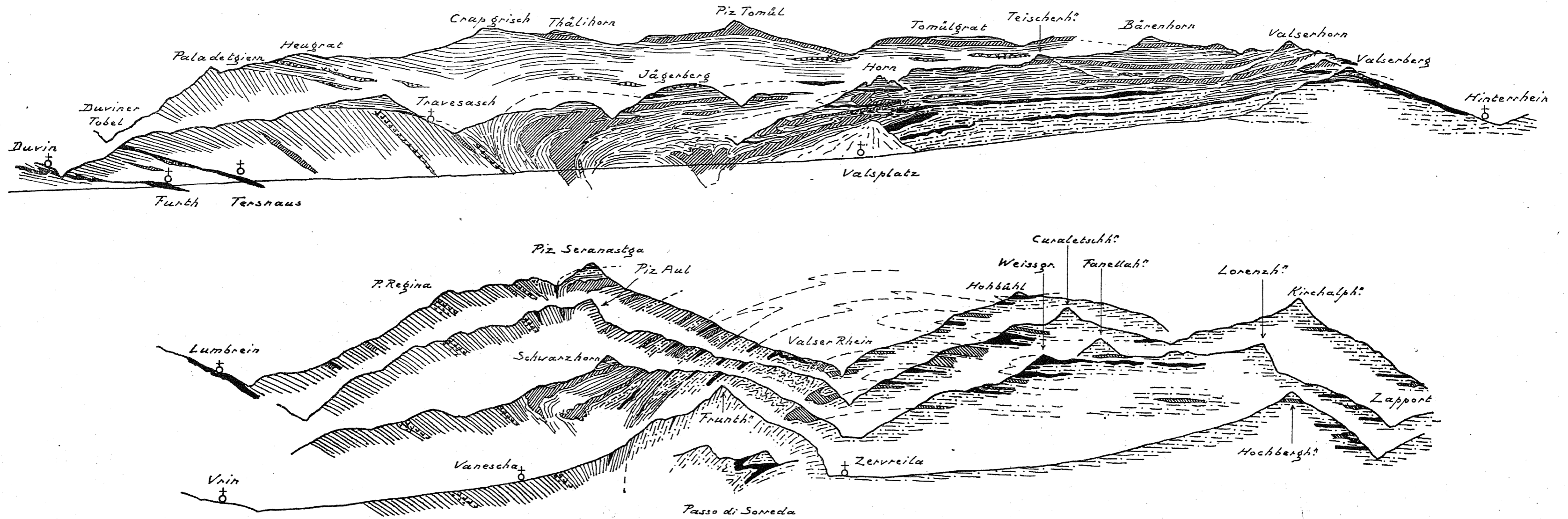
Masstab:
 1:75000



Legende

- | | | | |
|--|------------------------------------------------|--|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|
| | Grünschiefer | | Liasbreccien
u. -quarzite |
| | Trias
{
Rauhwaacke
Dolomit
Quarzit | | Amphibolite |
| | Verrucano
(Gotthardmassiv) | | Lias (a.T. bath. Trias)
& Schistes lustrés
& Schiefer, Kalk-
silicatschiefer u.
Marmore |
| | Tomüldecke | | |
| | Auldecke | | |
| | Valserschuppen | | |
| | Fanelladecke | | |
| | Rheinwalddecke | | |
| | Lugretzerschuppen | | |
| | Altcrystallin
(Gneiss, Glänersch) | | |

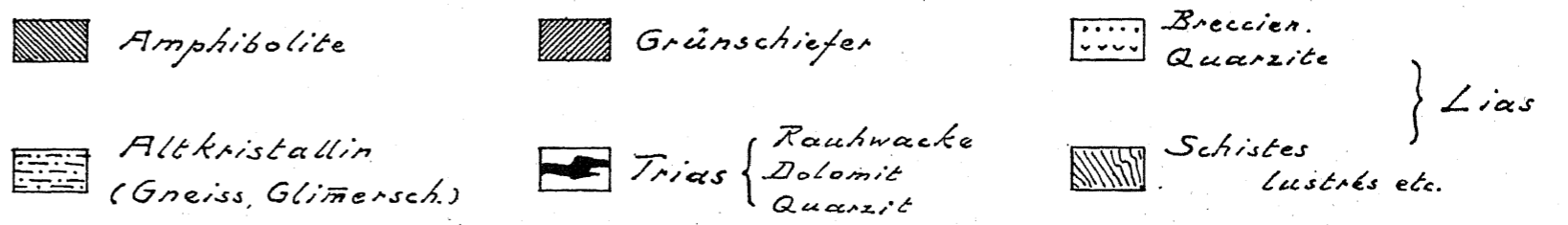
Roothaan del



Geologische Profile der nordöstlichen Adula

von H. Ph. Rothmann

Maßstab 1:50000



N Meereshiveau S

Fig. 1. Trias.

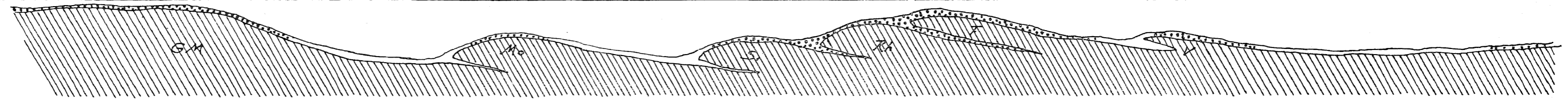


Fig. 2. Mittl. Lias.

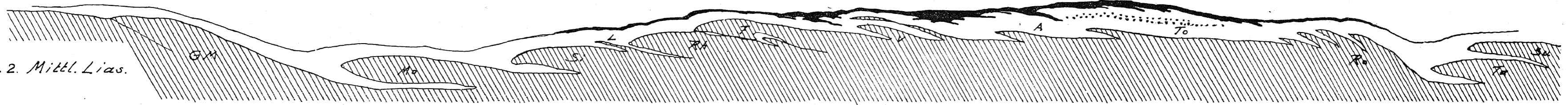


Fig. 3. Ende Lias.

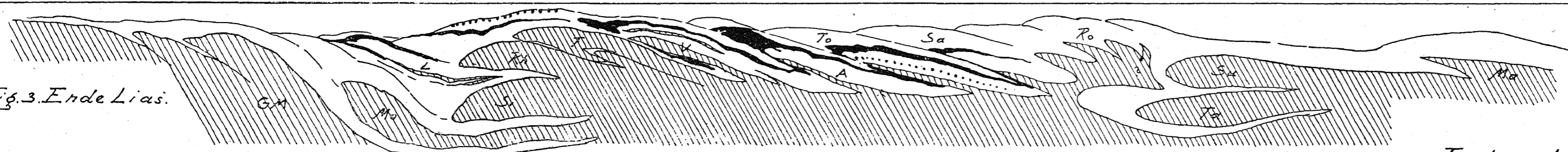
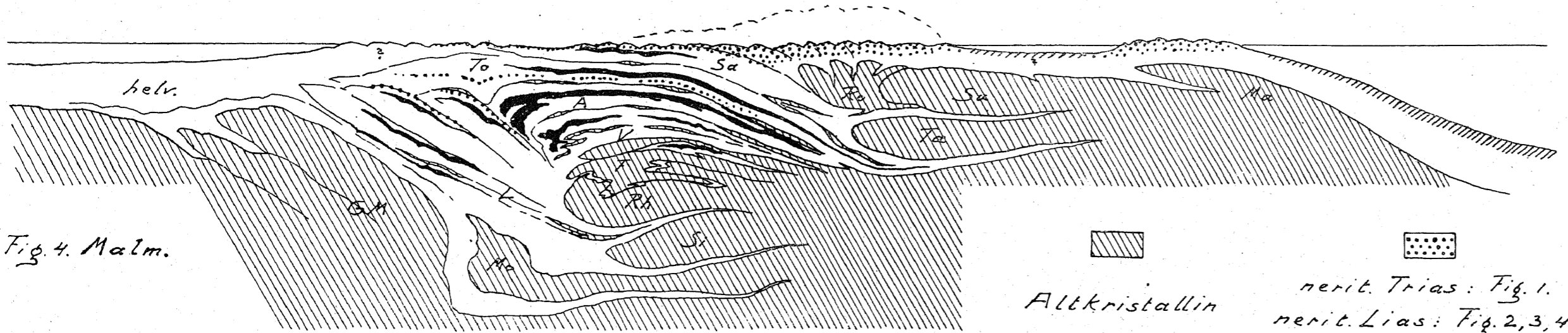


Fig. 4. Malm.



Entwicklungsgeschichte

der penninischen Decken

von H. Ph. Roothaan.

Längen ca. 1:500000



Altkristallin



nerit. Trias: Fig. 1.
nerit. Lias: Fig. 2, 3, 4.



Diabas. Ergüsse
(Grünschiefer)



Malm-Kreide der
Mangnadecke