

Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal.

Von **Wilhelm Hammer.**

Mit 31 Figuren im Text, einer Übersichtstabelle (Tafel Nr. XXI) und 5 Tafeln (Nr. XXII—XXVI).

Einleitung.

Wenn man in Tirol dem Inn entlang aufwärts wandert, so verläßt man bei Landeck die Grenze der nördlichen Kalkalpen gegen die Zentralalpen, welcher man im mittleren Inntal entlang zieht, und tritt in die kristallinen Schiefer der Silvretta ein. Doch schon wenige Stunden oberhalb Landeck öffnen sich die schluchtartigen Steilhänge des Gneisgebirges und neuerdings stehen jüngere kalkige Formationen beiderseits des Flusses an, von welchen nun die Gehänge des Inntals bis über die Schweizer Grenze hinauf aufgebaut werden: das Gebiet der Bündnerschiefer. Die Gneisgrenze weicht beiderseits bis zu den begleitenden Kämmen zurück; erst im Unterengadin steigt sie wieder zu Tal und oberhalb Ardetz schließen sich Nord- und Südrand zusammen — das Inntal ist wieder allein in die Silvrettagneise eingeschnitten.

Dieser eigenartige Aufbruch jüngerer Schichten, der einerseits von den Silvretta-, anderseits von den Ötztalergneisen unwallt wird, hat eine Längserstreckung von rund 55 *km* und erreicht an den breitesten Stellen eine Breite von ungefähr 18 *km*; seine Längsachse richtet sich von SW nach NO.

Das Gebiet stellt dem Geologen zwei Hauptfragen: die eine nach dem Alter der Bündnerschiefer, die andere danach, ob ein überschobenes Senkungsfeld oder ein „Fenster“ in einer Schubdecke vorliege.

Die erstere ist sehr verschieden beantwortet worden; vielfach war der Einfluß vorausgegangener Studien in ähnlichen Nachbargebieten maßgebend dafür; die Schweizer Geologen (Theobald, Escher, Studer, Heim, Tarnuzzer u. a.) übertrugen sofort die Erfahrungen von Inner-Graubünden und dem Prättigau und stellten die Gesteine des Oberinntals dementsprechend zu Jura, Kreide und Tertiär, wogegen die aus den ostalpinen Kalkphyllitregionen der Hohen Tauern kommenden österreichischen Forscher, besonders Stache sie ganz oder zum Teil dem Paläozoikum zuzurechnen geneigt waren. Gümbel stellt ihre Verschiedenheit gegenüber den bayrischen Allgäu-

schiefern fest, während G. A. Koch sich für eine Zusammenfassung von Schichten paläozoischen bis tertiären Alters aussprach und damit in der damaligen weiteren Fassung des Begriffs Bündnerschiefer dem derzeitigen Befunde am nächsten kam.

Bei der hier vorliegenden Darstellung wurden, soweit Vergleiche mit anderen Regionen in Frage kamen, die graubündnerischen Verhältnisse herangezogen, weil diese regionaltektonisch am nächsten stehen, die größte lithologische Ähnlichkeit besitzen und in ihrer Altersbestimmung besser bekannt und teilweise durch Fossilfunde gestützt sind, während in den Hohen Tauern die stratigraphischen Verhältnisse, besonders auch hinsichtlich der Beimengung paläozoischer Gesteine, noch nicht so geklärt sind und erst die weiteren Untersuchungen von Sander, Ohnesorge, Stark u. a. abgewartet werden müssen.

Über die zweite Frage wurden im „Geologischen Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee“ (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1911) im allgemeinen und im speziellen von meinem Freund O. Ampferer und mir Erörterungen angestellt und die Ansichten früherer Forscher besprochen.

Hier lege ich die eingehende **Beschreibung des tirolischen Anteiles** auf Grund der von mir bei der Kartierung im Maßstab 1:25.000 gemachten Beobachtungen vor, wobei das angrenzende Schweizergebiet nur so weit herangezogen wird, um den Zusammenhang mit der von W. Paulcke zu erwartenden Monographie und den Arbeiten von Spitz-Dyrenfurth und Tarnuzzer über diesen Teil anzubahnen, sowie in einigen Fragen, für welche der schweizerische Teil besser oder allein Aufklärung gewährt. In Rücksicht auf die Arbeit Paulckes wird hier auch der noch auf tirolischem Boden liegende Teil des Fimbertales und Vidertales nicht eingehender behandelt.

Mit der Untersuchung des Bündnerschiefergebietes habe ich im Herbst 1907 begonnen und dieselbe durch alle folgenden Jahre bis 1914 fortgeführt. Zwei Ausschnitte aus der Originalkarte sind in den beiliegenden Karten wiedergegeben, das ganze aufgenommene Gebiet wird, auf 1:75.000 verkleinert, auf den Blättern Nauders und Landeck der geologischen Spezialkarte von Österreich im Laufe der nächsten Jahre erscheinen.

Eine weitere Erörterung der regionaltektonischen Frage soll nachfolgen, sobald ich die Untersuchung der Region zwischen Nördlichen Kalkalpen und Bündnerschiefergebiet — der Nordostteil der Silvretta und das vordere Pitztal — abgeschlossen habe.

Schriften, welche die Geologie des Unterengadin (Oberinntal) abhandeln oder näheren Bezug darauf nehmen:

Ampferer, O. und Hammer, W. Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1911, S. 574—603, 683—688 und 697—709.

Blaas, J. Geologischer Führer durch Tirol und Vorarlberg. Innsbruck 1902.

Böse, E. Zur Kenntnis der Schichtenfolge im Engadin. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 48. Bd., S. 557.

- Diener, C. Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes Wien und Leipzig 1903.
- Dyrenfurth, G. Die Engadiner Dolomiten. Habilitationsschrift. Breslau 1913.
- Frech, F. Über den Gebirgsbau der Alpen. Peterm. geogr. Mitt. 1908.
- Grubenmann, U. Über einige Gesteine aus dem Stollen des Elektrizitätswerkes von Schuls im Unterengadin. *Eclogae geol. helv.* 1904, Nr. 2.
- Gümbel, C. W. v. Geologisches aus dem Engadin. *Jahrb. d. naturf. Ges. Graubündens.* XXI. Bd. Chur 1888.
- Geologisches aus Westtirol und Unterengadin. *Verh. d. k. k. geol. R.-A. Wien* 1887, S. 291.
- Geologische Mitteilungen über die Mineralquellen von St. Moritz im Oberengadin und ihre Nachbarschaft. *Sitzber. d. Ak. d. Wiss. in München.* 1893, Heft 1, S. 19.
- Hammer, W. Glazialgeologische Mitteilungen aus dem Oberinntal. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1912, S. 402.
- Über einige Erzvorkommen im Umkreis der Bündnerschiefer des Oberinntals. *Zeitschr. d. Ferdinand.* Innsbruck 1915. (Im Druck.)
- „Pfund-Landeck“ im „Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden etc.“ Herausgegeben von der Geologischen Vereinigung. Leipzig. M. Weg. 1913, S. 36—38.
- Koch, G. A. Geologische Mitteilungen aus dem vorjährigen Aufnahmegebiet in den Öztaler Alpen. Vorlage der Karte des Pitz- und Kaunsertals. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1875, S. 123.
- Geologische Mitteilungen aus der Öztalergruppe, Pitztal und Kaunsertal. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* 1875, S. 247.
- Erläuterungen zur geologischen Aufnahmekarte des Silvrettagebietes. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1877, S. 137 und 202.
- Die Abgrenzung und Gliederung der Silvrettagruppe. Wien 1884.
- Kober, L. Über Bau und Entstehung der Ostalpen. *Mitteilungen der geol. Gesellschaft in Wien.* IV. Bd. 1912, S. 45 u. f.
- Penck und Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter. I. Bd. 1909.
- Paulcke, W. Geologische Beobachtungen im Antirhätikon. *Ber. d. naturf. Ges. in Freiburg.* XIV. Bd. 1904, S. 257.
- Tertiär im Antirhätikon. *Zentralbl. f. Min., Geol. etc.* 1910, S. 540.
- Beitrag zur Geologie des „Unterengadiner Fensters“. *Verh. d. naturw. Vereins in Karlsruhe.* 1910, S. 33.
- Alpiner Nephrit und die Nephritfrage. XXIII. Bd. d. *Verh. d. naturw. Vereins in Karlsruhe.* 1910, S. 77.
- „Fetan-Finstermünz“ im „Führer zu geol. Exkursionen in Graubünden etc.“ Herausgegeben von der Geol. Vereinigung. Leipzig. M. Weg. 1913, S. 25—35.
- Rothpletz, A. Geologische Alpenforschungen. II. Ausdehnung u. Herkunft d. rhätischen Schubmasse. 1905.
- Senger. Ergebnisse d. geognost.-montanist. Bereisung des Oberinntales u. d. Vintschgau. *Ber. über die Leistungen des geognost.-montanist. Vereins f. Tirol u. Vorarlberg.* Innsbruck 1839.
- Schiller, W. Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I. u. II. Teil. *Ber. d. naturf. Gesellsch. z. Freiburg. i. B.* XIV. Bd. 1904, S. 138 und XVI. Bd. 1906, S. 126 u. f.
- Schubert, R. Über das „Tertiär im Antirhätikon“. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1910, S. 328.
- Spitz, A. u. Dyrenfurth, G. Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls-Tarasp, Scans und dem Stilsfer Joch. *Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz.* Neue Folge. 44. Lief. (Im Druck.)
- Stache, G. Notiz aus den Tiroler Zentralalpen (Lias [?]-Kalkschiefer von Finstermünz). *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1873, S. 221.
- Über die als Lias gedeuteten Kalke und Kalkschiefer südlich Landeck im Oberinntal. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1872, S. 253.
- Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. *Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A.* 1874, S. 135 u. ff.

- Steinmann, G. Geologische Beobachtungen in den Alpen. I. Das Alter der Bündner Schiefer. Berichte d. naturforsch. Gesellsch. i. Freiburg i. B. X. Bd. 1898, S. 215 u. f.
- Stotter, M. Die Ötztaler Gruppe und die Silvretta. Aus dem Nachlaß herausgeg. v. A. Pichler. Zeitschr. d. Ferdinand. Innsbruck. III. Folge. 8. 1859.
- Studer, E. Geologie d. Schweiz. I. Bd, Bern u. Zürich 1851.
- Suess, E. Über das Inntal bei Nauders. Sitz.-Ber. d. K. Ak. d. Wiss. Wien. Mathem.-nat. Klasse. CXIV. Bd. 1905, S. 699.
— Das Antlitz der Erde. III. Bd. 1909.
- Tarnuzzer, Chr. u. Grubenmann, U. Beiträge zur Geologie des Unterengadin. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. Neue Folge. 23. Lief. 1909.
- Termier, P. Sur la fenêtre de la basse Engadine. Compt. rend. d. Ak. d. sc. Paris. 24. Okt. 1904.
— Les resultates de l'excursion alpine de la „Geologische Vereinigung“: le nappes lepontines à l'ouest d'Innsbruck. Compt. rend. Paris. 155. Bd., S. 1602. (12. Sept. 1912.)
- Theobald, G. Geognostische Beobachtungen. I. Piz Minschun im Unterengadin. Jahresber. d. naturf. Ges. v. Graubünden. Neue Folge. 2. 1857, S. 13.
— Geognostische Beobachtungen. Samnaun. Jahresber. d. naturf. Ges. v. Graubünden. Neue Folge. 4. 1859, S. 22.
— Unterengadin. Geognostische Skizze. Neue Denkschr. d. Schweiz. naturf. Ges. Zürich 1880.
— Geologische Beschreibung von Graubünden. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. 2. u. 3. Lief. 1864—1866.
- Trinker, J. Petrographische Erläuterungen zur geognostischen Karte von Tirol. Innsbruck 1853. Wagner.
- Züst, A. Über granitische und diabasische Gesteine aus der Umgebung von Ardetz. Inaug.-Dissertation. Zürich. Markwalder. 1905.
- Zyndel, Fr. Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beiträge z. geolog. Karte der Schweiz. Neue Folge. 41. Lief. 1912, S. 27.

Die Literatur über die Mineralquellen von Schuls-Tarasp und Val Sinestra ist zusammengestellt zu finden bei Tarnuzzer u. Grubenmann und bei Spitz u. Dyrenfurth. Über die tirolischen Quellen siehe Zehenter, Die Mineralquellen Tirols. Zeitschr. d. Ferdinand. Innsbruck. 37. Heft. 1893.

Geologische Karten sind beigelegt den Arbeiten von Theobald: Blatt 15 (Martinsbruck—Davos) der geol. Karte d. Schweiz 1:100.000. 1864/66 und eine Karte des Unterengadin 1:150.000 in Ziegler (Über das Verhältnis der Topographie z. Geologie 1876), ferner den Arbeiten Schiller (Lischannagruppe, 1:50.000), Tarnuzzer u. Grubenmann (Unterengadin Blatt Tarasp u. Ardetz, 1:50.000) und Spitz-Dyrenfurth (Engadiner Dolomiten, 1:50.000).

I. Stratigraphischer Teil.

Verrucano und Buntsandstein.

Diese Schichtgruppe wird auf Grund der petrographischen Gleichheit mit der so benannten Formation in den benachbarten Nordtiroler Kalkalpen und den Münstertaler Alpen aufgestellt. Fossile fehlen hier wie dort, ihre Stellung als Transgressionsbildung über dem kristallinen Grundgebirge und unter der Trias ist aus jenen Gebieten sicher bekannt.

Verrucano durchzieht in einer mächtigen Zone den Nordrand des Gebietes vom Kaunerberg über Ladis, Sattelkopf, Lazid ins oberste

Stubental und tritt auch weiterhin im Samnaun und Fimbertal mehrfach, aber in Schollen zerteilt auf, während er am Südrand im österreichischen Gebiete bisher nicht gefunden wurde.

Er besteht aus: Serizitschiefern und Serizitphylliten von weißlicher, lichtgrüner, silbergrauer, stahlblauer, seltener von roter oder violetter Färbung, feinkörnigen Serizitquarziten, ebenfalls licht gefärbt, blaßgrünlich mit großen Quarzkörnern und auch großen Quarzknuern und Knoten, feldphatführenden Serizitquarziten und Arkosen, Quarziten und reinem Quarzfels. Die Quarzite und der Quarzfels ragen dank ihrer Widerstandsfähigkeit gegen die Verwitterung als Felsmauer aus dem Gehänge auf, während die serizitreichen Gesteine daneben in Mulden niederwittern: so beiderseits von Prutz, einerseits im Gehänge von Faggen und anderseits an dem schroffen Felskamm über Entbruck, auf welchem die Ruine Laudeck steht. Ein mächtiger Zug von lichtapfelgrünem, reinem Quarzit mit großen Nestern von Quarzfels zieht vom unteren Sattelkopf bei Serfaus gegen den Beutelbach hinab als wildzerborstener, unfruchtbarer Felsrücken. Manchmal enthalten die Serizitquarzite weinrot gefärbte Quarzkörner, wie dies für den Verrucano des Münstertals vielenorts charakteristisch ist.

Im westlichen Teile treten auch Quarzsandsteine auf, teils weißlichgrün, welche durch ihren Feldspatgehalt den Arkosen sich angliedern, teils reine Quarzsandsteine von weißer, blaßgrünlicher oder auch dunkelroter Färbung (Greitspitz, Malfrag). An beiden Orten erscheinen in Verbindung damit dunkelrote, tonig-feinsandige Schiefer, welche zusammen mit den Quarzsandsteinen es nahelegen, diese Schichtgruppe dem Buntsandstein (Werfener Schichten der Nordalpen) gleichzustellen. (E. Suess erinnert auch bei den roten Serizitschiefern von Entbruck an diese Schichten.)

Im Verband mit den übrigen Verrucanogesteinen findet man auch mehrfach dunkle Phyllite, teilweise von relativ hoher Kristallinität, welche dann glimmerschiefer- oder phyllitgneisähnlich aussehen, sehr oft kleine, rostige Putzen umschließen und manchmal auch metallische Anlauffarbe zeigen (z. B. am Fuß des Hexenkopf). Am Fließberg, Minderskopfjoch, Urgenebnerbach, Ladis bilden sie den Rand der Verrucanozone und auch bei den anderen Vorkommen erscheinen sie nahe dem Rande. Derartige Schiefer mit Limonitputzen beobachtet man auch in der Landecker Gegend zwischen den dortigen Phylliten und dem Verrucano (am Rand der Kalkalpen) und auch an der Basis des Ortlers liegen an der Grenze von Verrucano und Quarzphyllit solche Schiefer mit rostigen Putzen.

Ihre Zurechnung zum Verrucano gründet sich auch darauf, daß in ihnen an verschiedenen Stellen (z. B. ober Fiß, bei der Fißer-Ochsenhütte, Arrezjoch) Lagen von typischen Verrucanogesteinen sich einschalten, welche durch alle Übergänge und Zwischenstufen mit ihnen verbunden sind. Am Arrezjoch enthalten die Phyllite Eisenkarbonat entsprechend den „rostigen Putzen“, auch die begleitenden Lagen von lichtgrünem Schiefer umschließen in ihren großen Quarzknuern Eisenkarbonat. Es ist derselbe Verrucanozug, welcher in der Masner (und am Lausbach) die Eisendolomite einschließt.

In dem gut aufgeschlossenen Verrucanoprofil am Arrezjoch ist folgende Gesteinsfolge von S nach N zu beobachten :

Dunkle Phyllite, untermischt mit Lagen heller, grüner Serizitschiefer; grobkörnige, weiße Quarzsandsteine und Quarzitschiefer, teilweise Muskovitquarzschiefer;

dunkle Phyllite mit Quarzknuern und Serizitschiefern;

bunte Reihe von lichtgrünem Serizitschiefer, violetter Tonschiefer, weißen quarzreichen Lagen, auch dunkelgrünliche oder graue Phyllite mit feinen Brauneisensteinfasern und Quarzliusen;

dunkelgrüngraue Phyllite mit Eisenkarbonat, manchmal phyllitgneisähnlich;

weiße Quarzserizitschiefer und Quarzfelse, gegen oben mit Zwischenlagerung von grobkörnigen quarzreichen Phylliten
ein geringmächtiger Zug von dunklem Phyllit.

Die Wiederholung der Phyllitzone dürfte eher auf Schuppenbau beruhen als auf sedimentärer Wiederkehr.

Eine gleichbleibende Reihenfolge der Gesteinsarten in vertikaler Richtung ist im übrigen nicht feststellbar; auch sind beträchtliche Schwankungen der Ausbildung in horizontaler Richtung vorhanden, wie schon aus dem stellenweisen Auftreten und Anschwellen der Quarzite an den oben angegebenen Orten ersichtlich ist.

In der Prutzer Gegend und am Urgenebnerbach erreichen die Schichten des Verrucano eine Mächtigkeit von ungefähr 400 m. Da man das Fehlen von Wiederholungen nicht sicher annehmen kann, ist es natürlich fraglich, in wieweit dies primäre oder sekundäre Mächtigkeit ist. Bei Fiß und am Lazidkamm würde er in gleicher Weise 200—300 m Mächtigkeit besitzen.

An Stellen, wo der Verrucano als Serizitphyllit oder als dunkler, rostiger Phyllit entwickelt ist, ist es nicht immer leicht, ihn von dem bunten Bündnerschiefer zu trennen, wie die unten anzuführenden Fälle inniger Verwebung beider dartun. Im allgemeinen können aber beide dadurch unterschieden werden, daß der Verrucano — mit Ausnahme der noch zu besprechenden Eisendolomite — aus kalkfreien Quarz- und Quarzserizitgesteinen besteht, während jene in weit aus den meisten ihrer Gesteinsarten mehr oder weniger kalkhaltig sind und mit *HCl* aufbrausen. Zweifel über die Zuordnung ergeben sich übrigens meist nur in den Grenzzonen oder in sehr stark zerschollten Gebieten, während bei größerer Entfaltung kaum eine Unsicherheit eintreten wird.

Der Kalkgehalt wurde deshalb, der allgemeinen Erfahrung folgend, in Fällen, wo andere Kriterien fehlten, hier als Unterscheidungsmerkmal verwendet.

Östlich vom Dorfe Ladis, beiderseits des Wolfsbaches, liegt in dem Verrucanoschiefer ein sehr stark verschiefertes diabasisches Gestein; ebenso beobachtete ich an der Westseite des unteren Sattelkopfes (Serfaus) einen Diabasschiefer im Verrucano.

Eine stratigraphisch und technisch wichtige primäre Einschaltung im Verrucano bildet der Eisendolomit. Man findet ihn in der Hauptverrucanozone vom Stubental bis Fiß; die Form seines Auftretens ist gleich wie jene des Triasdolomits und der Liaskalke: er ist in eine Reihe einzelner wenig ausgedehnter Schollen zerlegt. Die größte derselben ist der Rothenstein am Lausbach auf der Kompertellalm: 500 *m* lang und ungefähr 150 *m* an der mächtigsten Stelle dick, die Tiefe ist nicht erschlossen. Von ihm weg, teilweise neben ihm als zweite Reihe zieht eine Kette von bedeutend kleineren und schwächeren Schollen über den Lazidkamm. Vereinzelt kleine Schollen tauchen westlich davon in der Masner auf, im Osten eine am unteren Sattelkopf oder Serfaus und eine ober Fiß am oberen Rand der Wiesen. Sehr wahrscheinlich gehören auch die wenigen und großen Blöcke eines gelblichen spätigen Dolomits, welche in die schwärzlichen phyllitischen Tonschiefer an der Grenze des Verrucano am Wolfsbach bei Ladis eingeknetet sind, zu diesen Eisendolomiten.

In typischer Ausbildung ist es ein weißer oder hellgelblichgrauer, zuckerkörniger Dolomit mit brauner oder rötlicher Verwitterungsrinde, undeutlich dickbankig. Gegen die umschließenden Serizitschiefer hin wird er am Rothenstein serizitführend und erscheint als schiefriger, serizitischer, gelber (braun anwitternder) Dolomit; dünne Lagen von Serizitphyllit sind randlich im Dolomit eingewachsen und vermitteln eine Art Übergang zum Schiefer. Der Dolomit ist durch Quarzgehalt verunreinigt.

In den Eisendolomitschollen am Rothenstein und Lazidkamm sowie jenen in der Masner setzen Gänge von Kupfererzen auf, welche in verflossener Zeit auch Gegenstand des Bergbaues waren¹⁾. Es sind Gänge von silber- und antimonhaltigem Kupferfahlerz und Kupferkies, ähnlich jenen von Schwaz und Brixlegg. Näheres darüber wird ein Artikel des Verfassers in der Zeitschrift des Ferdinandeums, Innsbruck 1915, enthalten.

Ein geringer, verstreuter Gehalt an Kiesen ist in den Serizitphylliten des Verrucano vielfach zu beobachten und kehrt in anderer Form auch in den oben erwähnten rostigen Putzen der dunklen Phyllite wieder.

Das Auftreten erzeicher Karbonatgesteine in Begleitung des Verrucano kehrt in der Ortlergruppe wieder, wo zwischen Verrucano und den untersten Horizonten der Trias mehrerenorts spätiger Dolomit mit Kiesgehalt auftritt und auch Gegenstand alter Bergbauversuche war. In der Lischannagruppe erscheinen (am Rimsspitz) in den obersten Lagen des Verrucano, beziehungsweise des Buntsandsteins Lager von Eisendolomit. Im Oberengadin treten in diesem Horizont nach Zöppritz kleine Erzlagerstätten auf. Im Verrucano der Thialspitze bei Landeck beobachtete ich gleichfalls kleine Linsen von Eisendolomit.

¹⁾ Sperges, Tirolische Bergwerksgeschichte 1765. — Isser, Die Montanwerke und Schurfbaue Tirols der Vergangenheit und Gegenwart. Berg- und Hüttenm. Jahrbuch. Wien 1888, S. 273. — Trinker, Petrographische Erläuterungen zur geognostischen Karte von Tirol. Innsbruck 1853, S. 42 und 43. Ferner: Bericht über die 4. und 5. Generalversammlung des geogn.-montanistischen Vereines für Tirol und Vorarlberg. Innsbruck 1842 und 1843.

Ein weiteres Zeichen des Erzgehaltes im Verrucano sind schließlich auch die Mineralquellen. Bei Entbruck entspringt aus den Quarziten und Arkosen, welche die Ruine Laudeck krönt, ein Eisensäuerling, im Dorfe Ladis im selben Gesteinszug eine Schwefelquelle. Ihre Entstehung kann auf den Schwefelkiesgehalt des Verrucano und die Wechselwirkung mit eingeschlossenen Schollen von Eisendolomit — für deren Vorhandensein die erwähnten Schollenvorkommen am Wolfsbach ein Zeichen sind — zurückgeführt werden. (In Obladis entspringen ebenfalls ein Eisensäuerling und eine Schwefelquelle, wovon besonders die letztere einen beträchtlich höheren Mineralgehalt aufweist als die entsprechende Quelle in Ladis; sie stehen aber, soweit überhaupt Aufschlüsse in der Nähe der Quellen vorhanden sind, nicht mit einem Verrucanovorkommen in Verbindung, sondern dürfte hier mehr die Nähe des Gneisüberschiebungsrandes in Frage kommen, der in der Prutzer Gegend (z. B. auch oberhalb Asters) Erzimpregnationen aufweist, oder vielleicht ist das bei Obladis durchstreichende Diabaslager kiesführend und übernimmt so die Rolle des Verrucano).

Oberhalb der Masner Schäferhütte brechen mitten in der Glazialschuttdecke beiderseits des Baches zwei starke Quellen auf, deren starker Eisengehalt sich durch den Absatz eines blutroten Sinters offenbart. Die gleiche Erscheinung beobachtet man in dem von den NO-Hängen des Minderskopf zum Masnerbach ziehenden Graben nördlich der Gseßschneid: nahe dem Bach entspringen oberhalb von P. 2557 *m* starke Quellen, welche den Rücken, an dessen Nordseite sie jetzt austreten, mit einer stellenweise ein paar Meter dicken Kruste eines roten Kalksinters gepanzert haben. Die Austrittsstelle der Quellen war früher offenbar auf der Höhe des Rückens. Dicht dabei steht im Graben eine kleine Scholle von Eisendolomit an. Alle drei Quellen liegen in einer schmalen, von Triasdolomitklippen begleiteten Verrucanozone, von buntem Bündnerschiefer beiderseits umschlossen.

Die Untersuchung des Gebietes zwischen Landeck, Paznaun und Pontlatz hat ergeben, daß hier zwischen der Verrucanozone, welche — mit Unterbrechungen — den Südrand der Kalkalpen säumt, und dem Bündnerschiefergebiet von Prutz eine Menge von Verrucanovorkommen als schmale, teilweise aber ziemlich weit zu verfolgende Einklemmungen in den Phylliten und Gneisen erhalten geblieben sind, so am Thialspitz, im Urgtal und an den Berghängen südlich über Niedergallmig und Runs, ausnahmsweise auch von Triasresten begleitet. Durch diese Vorkommen ist jene Zone der nördlichen Kalkalpen verbunden mit dem Ausbreitungsgebiet des Verrucano innerhalb der Bündnerschiefer und ergibt sich dadurch ein geschlossenes Verbreitungsgebiet des Verrucano in der eben beschriebenen Ausbildung, welches von den Lechtaler Alpen bis zum Ortler reicht.

Trias.

Aus den Massen der Bündnerschiefer heben sich vielenorts Kalke und Dolomite heraus, welche in erster Linie durch ihre Gesteinsähnlichkeit mit triadischen Schichten der Nordalpen und der Lischanna-

gruppe, andererseits aber auch durch vereinzelte Fossilfunde ihre Zugehörigkeit zu dieser Formation bekunden.

Die Trias ist durch folgende Gesteinsarten vertreten:

1. Hellgraue, weißliche auch schwach gelbliche Kalk e, dicht bis fein zuckerkörnig, hell anwitternd, dickbankig oder undeutlich gebankt; dunkelgrauer bis schwärzlicher Kalk, dicht, gut gebankt, auch dünnbankig, rostig anwitternd, am Beutelkopf grob kristallin (siehe unten); gelber, poröser, rauhwackiger Kalk; dunkelgrauer, dichter, blaugrau anwitternder, dünnbankiger Kalk; ein solcher enthält in der Triaszone am Südfuß der Frudigerwand (siehe Fig. 1b) Knauern und Schnüre von braun herauswitterndem kieseligem Kalk. In der Felsnische ober Fiß sieht man am Fuße der Triaswand in dem dunkelgrauen, gut gebankten, etwas dolomitischen Kalk Linsen von hellerem, gänzlich brecciossem und von Kalzitausscheidungen durchschwärmten dolomitischen Kalk eingelagert. (Siehe die Zeichnung bei Profil Fig. 5.)

2. Dolomit, hellgrauer und dunkelgrauer, sehr oft breccios, dicht, „bituminös“ riechend, ungeschichtet bis dickbankig.

3. Graue, weißlichgelb verwitternde, kalkige Mergel, dünnschiefrig bis blättrig, mild sich anführend, dicht; schwarze, dünnblättrige Tonschiefer, rostig anwitternd oder mit metallischen Anlauffarben, bei Entbruck und Faggen übergehend in tonigsandige Schiefer und feine glimmerhaltige Sandsteine. Auch bei Fiß treten solche feine dunkle Sandsteine in Gesellschaft der Tonschiefer auf.

An Fossilspuren fanden sich (in den Vorkommen auf tirolischem Gebiet): In den Mergeln am Frudigerkamm (fraglich auch am Urgenebnerbach) Baktryllien, welche aber nicht näher bestimmbar sind; dünnplattige, graue Kalke aus der südlichen Triaszone des Frudigerkammes mit zahlreichen runden Crinoidenstielgliedern von 2—3 mm Durchmesser; in dem Kalk auf dem Beutelkopf ober Serfaus Diploporen: Durchmesser der Querschnitte 2—2.5 mm, doch fand sich ein schräger Durchschnitt auch mit 4 mm kürzerem Durchmesser. An dem einen deutlichen Längsschnitt, der gefunden wurde, ist keine Ringelung zu bemerken, doch ist bei der starken Umkristallisierung der ganzen Gesteinsmasse eine Zerstörung dieser Skulptur möglicherweise eingetreten und eine verlässliche Bestimmung nicht mehr möglich. Außerdem Durchschnitte von Zweischalern.

Neben den zahlreichen kleineren Klippen und Blöcken, welche in den Bündnerschiefern stecken und nur aus einer Gesteinsart bestehen, sind fünf größere Schollen erhalten, an denen mehrere der aufgezählten Gesteinsarten sich beteiligen: Die südliche Zone am Frudigerkamm, in der Felsnische ober Fiß, bei Entbruck und zwischen Faggen und Falpau und die kleine Scholle bei Asters. Einzelne der anderen, z. B. Frudigerkamm Nordzone, Fließerberg bestehen aus Kalk und Dolomit. Alle diese zeigen eine verschiedene Aufeinanderfolge der Schichten mit verschiedenen Wiederholungen einzelner Gesteine, so daß aus der Lagerung — nachdem auch Hangend und Liegend sich mangels der Versteinerungen nicht bestimmen lassen — keine Schlüsse auf die Schichtfolge gezogen werden können. In den Profilen Fig. 1, 2, 5, 13 und 17 ist dies ersichtlich.

Eine gesonderte Stellung nimmt das Vorkommen am Beutelkopf ober Serfaus ein. Das Gestein ist hier zum größeren Teil grobkristallinischer (Korngröße 1—2 mm) Kalk (dunkelgrau bis schwärzlich), zum Teil dichter Dolomit (sehr stark dolomitischer Kalk von hellerer Farbe). Manche Lagen sind kleinknollig mit toniger, oft rötlicher Füllung der Grübchen, ähnlich wie im Muschelkalk der Nordalpen. Auch sieht man stellenweise helle, dichte, gelblichgraue, knollenartige Partien eingeschlossen im kristallinen Kalk. Der kristalline Kalk durchdringt in Adern den Dolomit und letzterer ist noch in kleinen Resten im Kalk eingeschlossen: es hat eine Umwandlung des dichten, dolomitischen Gesteins in kristallinischen Kalk stattgefunden, nach der Art der Magnesitisierung von Kalken und Dolomiten (am Ortler-Zumpanell und den steirischen Magnesitvorkommen etc.), welche bereits den größten Teil des Dolomits ergriffen hat. Die Diploporen stecken in dem dunkleren Kalk als weiße Kalzit-röhrchen. Da auch die anderen Kalke eher zu kristalliner Ausbildung neigen als die Dolomite, können auch da teilweise solche Umwandlungen mit im Spiele sein.

Die gelbe Rauhwaacke in der Felsnische ober Fiß tritt einerseits an der Hangendgrenze im Übergang zu stark brecciösem Dolomit auf, andererseits an der Basis in Gesellschaft der Sandsteine und Tonschiefer. Daß erstere Verbindung nicht immer auf tektonischer Rauhwaackebildung beruht, läßt sich daraus schließen, daß auf Spadlas (Munt da cherns Nordseite) Rauhwaacke aus einer deutlich geschichteten feinen Dolomitbreccie hervorgeht. Über die Rauhwaacken in Gesellschaft von Gipslagern siehe des weiteren im Abschnitt über letztere.

So wie die Trias im großen nicht als zusammenhängende Zone, sondern nur in einzelnen Linsen erhalten ist, so sind auch diese wieder in sich in Schollen und Linsen aufgeteilt. Am deutlichsten tritt dies an dem Triaszug südlich des Frudigerkopfes in die Erscheinung (siehe Fig. 1). Der Dolomit ist hier in mehrere Linsen zerteilt, welche rasch zu bedeutender Mächtigkeit anschwellen und dann in langgezogene, dünne Streifen sich ausdünnen; die Dolomitlinsen lösen sich von Ost nach West mit ihren Anschwellungen ab; in den zwischengeschalteten Schieferzügen schwimmen kleine Linsen von Kalk und Dolomit. Die großen Dolomitlinsen sind wieder größtenteils brecciös und von Kalzitgeäde durchzogen (besonders am P. 2754), Grünschiefer in sie ineingequetscht. Das rasche An- und Abschwellen der Mächtigkeiten ist allen Vorkommen gemeinsam und jedenfalls in erster Linie tektonischen Ursprungs, doch können auch fazielle Schwankungen mitgewirkt haben.

Das Auftreten der Triasgesteine als Gerölle in den Konglomeraten der bunten Bündnerschiefer und in den weitverbreiteten, oft wiederkehrenden Breccien derselben (siehe unten) zeugt für eine bedeutend größere ursprüngliche Ausdehnung und Mächtigkeit der Triassedimente in diesem Bereich, deren jetzige sporadische Verteilung nicht minder auf dieser Zerstörung als auf tektonischen Vorgängen beruht.

Es gibt die beobachtete Mächtigkeit der einzelnen Gesteine wenig Aufschlüsse über ihre ursprüngliche Massenentfaltung. Die größte

der erschlossenen Triasmassen ist jene ober den Guferhöfen (NNO von Prutz), sie besteht nur aus grauem, ungeschichtetem, feinkörnigem bis dichtem Dolomit und besitzt eine Mächtigkeit von 500 *m* quer zum Streichen, Längserstreckung mindestens 1800 *m*. Ober Fiß kann die Mächtigkeit des unteren Dolomits auf 100 *m* geschätzt werden,

Fig. 1.

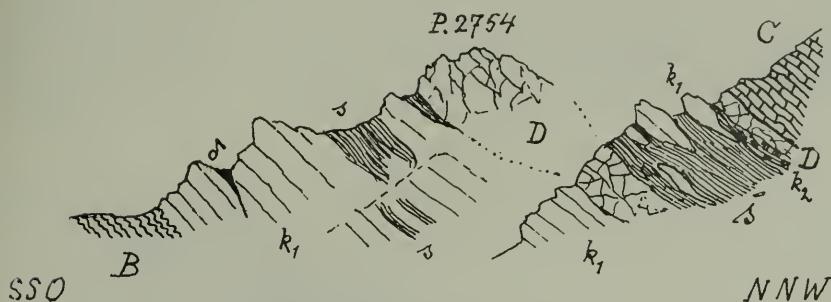


Fig. 1a. Profil durch die südliche Triaszone des Frudigerkammes.

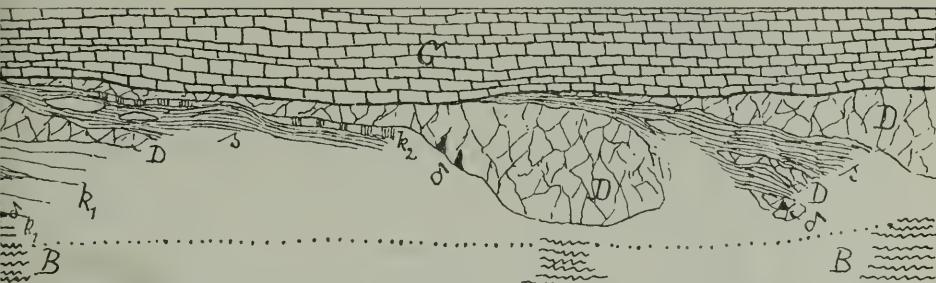


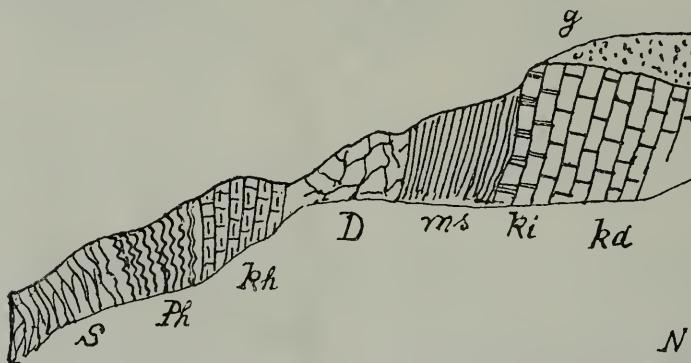
Fig. 1b. Schematische Ansicht der Triaszone am Fuß des Frudigerkopf (von S gesehen).

C = Bündner-Kreidekalke. — *B* = Bunte Bündnerschiefer; Trias: *D* = Lichtgrauer, späthiger oder dicht von Calcitadern durchzogener Dolomit und dolomitischer Kalk, oft brecciös. — *k*₁ = Lichtgrauer, zuckerkörniger dickbankiger Kalk. — *k*₂ = Dünnplättiger dunkelgrauer, blaugrau verwitternder Kalk im mittleren Teile mit Knauern von kieseligem Kalk. — *s* = Schwarze und gelbe Mergel- und Tonschiefer, in der nördlichen *s*-Zone die Baktryllienmergel. — *z* = Grünschiefer.

die des darüberliegenden Kalkes auf 40 *m*; in dem anscheinend wenig gestörten Profil am Urgenebnerbach wird der Dolomit nur etwa 8—10 *m* mächtig. Gegenüber den Kalken und Dolomiten treten die Mergel und Sandsteine ganz zurück, ausgenommen die Stellen am Frudigerkamm, wo sie angestaut sind; in den östlichen Profilen sind sie nur wenige Meter mächtig.

Auf Schweizer Boden liegt die von Paulcke entdeckte mächtige Triasscholle des Stammer. Sie enthält eine Kalkmergelschichtreihe mit sicheren Fossilien des Rhät und einen wahrscheinlich dem Hauptdolomit zuzurechnenden Dolomit. Lithologisch besteht zwischem dem Rhät (Kössener Schichten) des Stammer und den Mergelsandsteinlagen der östlichen Triasvorkommen darin ein Unterschied, daß bei ersterem die tonigmergeligen Schichten stark mit kalkigen Bänken und einem Dolomitlager wechsellagern, die Kalke überhaupt vorherrschen, was bei den anderen nicht der Fall ist: von den sehr unregelmäßigen, wahrscheinlich tektonischen Einkeilungen in Kalk und Dolomit am südlichen Frudigerkamm - Vorkommen abgesehen, bilden die im ganzen auch weit geringer mächtigen Schiefer hier eine geschlossene

Fig. 2.



Profil am oberen Ende der Klamm des Urgenebnerbaches (bei 1400 m Höhe).

s = Bunte Serizitschiefer und Arkosen. — Ph = Dunkle Phyllite mit Quarzknuern, teilweise stark kristallinisch. — kh = Hellgrauer (selten rötlicher), dichter dünnbankiger Kalk. — D = Brecciöser Dolomit. — ms = Schwarze und graue feine Mergel (Bactryllienmergel) und feine Sandsteine. — ki = Weißlicher zuckerkörniger unreiner Kalk, rasch übergehend in kd. — kd = Schwärzlicher, dünnbankiger Kalk, rostig anwitternd.

Lage frei von Kalklagern. Allerdings könnten vielleicht die im Profil vom Urgenebnerbach darüberliegenden schwärzlichen, dünnbankigen Kalke zur selben Formation gehören und ebenso die blaugrauen dünnbankigen Kalke am Frudigerkamm. Eine Wechsellagerung tritt aber in beiden Fällen nicht ein. Andererseits erinnern die metallisch anlaufenden, schwärzlichen Tonschiefer von Entbruck stark an die „herbstlaubfarbenen“ Tonschiefer des Stammer und sind an letzterem auch im Rhät sandigtonige Schiefer enthalten. Das Vorkommen von Bactryllien stünde mit einer Zuordnung zum Rhät in Einklang.

Der Kalk vom Beutelkopf besitzt in seinen knolligen Bänken gute Ähnlichkeit mit dem Muschelkalk, wie er z. B. am Jaggl bei Graun oder in den Nordtiroler Kalkalpen entwickelt ist — abgesehen von der starken Umkristallisierung —, die Diploporen könnten ihrer Durchschnittsgröße von 2 mm Durchmesser nach zur *Physoporella pauciforata*

gehören, doch macht der eine größere Querschnitt von 4 mm die nur auf die Größe gestellte Bestimmung unsicher. Bei den Mergelschichten spricht der Übergang in Sandstein gegen eine Zuordnung zu den Partnachschichten — mit denen sie sonst lithologisch und durch den Gehalt an Bacryllien Verwandtschaft besitzen —, weil für letztere in den Nordalpen der Mangel der Sandsteine geradezu charakteristisch ist. Will man sie doch zu jenen stellen, so könnte der dunkelgraue gebankte Kalk im Urgenebner Profil und auch anderen Orts die Stelle des Muschelkalks vertreten, welcher Annahme sich der Kieselknollenkalk im Frudigerzug gut einfügen würde. Es steht aber auch die Möglichkeit offen, sie als Äquivalent der Raibler Schichten anzusehen. Durch keine der Deutungen ist in mehreren Profilen eine Übereinstimmung in der Reihenfolge von Dolomit, Kalk und Schiefer zu erzielen.

Bei einer Zuordnung der Kalke in das Niveau des Wettersteinkalkes ist zu bemerken, daß dieses in den Münstertaler Alpen als Dolomit entwickelt ist¹⁾. Das Auftreten größerer Mengen von Kalken in der Trias bildet einen Unterschied gegenüber der ausschließlich oder stark vorherrschend dolomitischen Ausbildung der Trias in den Radstätter Tauern und am Semmering. (In den Radstätter Tauern ist nach Frech 30—40 m Guttensteiner Kalk an der Basis der Trias vorhanden, deren Zugehörigkeit zur Trias aber von Uhlig, Kober etc. bestritten wird.)

Das Rhät des Stammer schließt sich in seiner faziellen Ausdehnung an jenes der Nordalpen und Münstertaler Alpen an.

Eine Aufteilung der Triasvorkommen in zwei Gruppen, entsprechend einer lepontinischen und einer ostalpinen Triasentwicklung ist nicht durchführbar. Die Trias am Stammer wurde schon von Paulcke als typisches Ostalpin angesprochen. Ebenso gliedern sich aber auch die anderen Vorkommen durch ihre teilweise große Mächtigkeit der Dolomite und auch der Kalke, die Schieferzone (Bakryllienmergel, sandige Schiefer) und den muschelkalkähnlichen Kalk des Beutelkopf der ostalpinen Entwicklung an. Wie im tektonischen Teil erläutert werden wird, gehören Stammerscholle und die Schollen des Frudigerkamms und weiter östlich derselben tektonischen Zone an. Die am Gneisüberschiebungsrande liegenden Triasschollen z. B. Asters, Gufer, Komperdellalm (unter Planskopf und Hexenkopf) bestehen aus den gleichen Gesteinen wie die innersten der Schollen.

Gips.

In Begleitung des Verrucano, der Triasdolomite und der bunten Bündnerschiefer treten in den Schieferzonen des Nordrandes sowie in der Zone Sent-Ardetz zahlreiche Lager von Gips auf, deren Größe von wenige Meter langen Schmitzen (Felsnische ober Fiß in den

¹⁾ Am Stammer (Westgipfel) enthält eine Bank im obersten Teil des Dolomits, welcher die Südwand bildet, Hornsteinknollen. Es sei diesbezüglich daran erinnert, daß nach W. Schiller im Wettersteindolomit der Lischannagruppe in seinem unteren Teil Lagen mit Kieselknollen vorkommen und auch in seinen höheren Teilen ein Kieselhorizont erscheint.

bunten Schiefeln) bis zu Kilometer langen und entsprechend mächtigen Lagern, wie jene bei Salas-Zebles wechselt. In den grauen Bündner Schiefeln liegt nach Tarnuzzer der Gips bei Fetan-Sainas, was auch Dyrenfurth bestätigt, letzterer vermutet aber, daß es sich um die Grenzregion grauer und bunter Schiefer handelt; jene bei Ardetz liegen in einer besonders stark gestörten Region, so daß die stratigraphische Zuordnung hier kaum als Beleg herangezogen werden kann, abgesehen von der weiter unten zu besprechenden Möglichkeit metasomatischen Ursprungs. Die Karte des geognostisch-montanistischen Vereins (1849) verzeichnet bei den Häusern von Tschupbach Gips und auch Stotter berichtet von einem Gipslager, welches hier nahe über dem Inn bestehe. Derzeit ist nichts mehr davon zu sehen und auch die Kunde davon in Tösens verschollen. Doch wurde mir ein (jetzt nicht mehr dort wohnhafter) Mann namhaft gemacht, welcher sich jenes Gipses erinnerte. Dieser Gips würde dann in den tieferen Teilen der grauen Bündnerschiefer liegen, wenn er nicht ein tieferliegendes Vorkommen von Trias oder bunten Schiefeln anzeigt.

Der Gips ist in der Regel dicht, mitunter körnig, selten großkristallin, weiß gefärbt, selten blaß rötlich oder grau, manchmal gebankt oder es ist durch lagenweise Verunreinigungen eine feine Schichtung angezeigt. In vielen Fällen aber enthält er eckige Fragmente von grauem (ungeschichteten) Dolomit oder auch von Kalk. Die Fragmente haben meist eine geringe Größe, es kommen aber auch große Blöcke davon vor, z. B. steckt in dem Gips im Schloßwald (Kaunertal) ein Dolomitblock von vielen Kubikmeter Größe und ein zweiter kleinerer, daneben faustgroße Stücke und endlich in großer Menge ganz kleine. Die durch Verunreinigung angezeigten Schichten des Gipses biegen sich um die größeren Stücke herum. Anderwärts häufen sich die kleinen Fragmente so, daß eine Dolomitbreccie mit Gipsadern vorliegt. Die Dolomitfragmente stimmen in der Gesteinsbeschaffenheit mit den Dolomiten der Trias völlig überein.

Bei den kalkigen Einschlüssen ist eine Parallelisierung weit unsicherer, wegen der Mannigfaltigkeit kalkiger Lager, sowohl in der Trias als auch in den Bündnerschiefern. Selten enthält der Gips Splitter von grünen phyllitischen Schiefeln (Fenga pitschna, Sent u. a. O.). Nach Tarnuzzers Angaben enthalten die Gipse bei Sainas und an der Straße unterhalb Schuls auch Schollen von „grünen und grauen Engadinschiefer“ (Bündnerschiefer).

An manchen Stellen beobachtet man, daß der Gips mit den umgebenden Schiefeln durch Lagen gemischter Zusammensetzung verbunden ist, Gipslagen wechseln und sind vermischt mit solchen von Kalzit und Ton oder Serizit.

Sehr häufig werden die Gipse von karbonatischen Gesteinen, vor allem Dolomit und Rauchwacke, begleitet. Allein ohne daß solche in nächster Nähe in derselben Schieferzone aufgeschlossen sind, liegt der Gips im Wald über Obergufer (bei Prutz). Das oben erwähnte Gipsvorkommen im Schloßwald enthält nur die genannten Blöcke. In der Felsnische ober Fiß liegen ober und unter der großen Triasmasse in den Schiefeln 3—4 kleine Schmitzen und Lagen von Gips ohne

Zutat von Karbonatgesteinen. Dasselbe gilt für einzelne der vielen Lager zwischen Salas und dem Fimbertal. In der Mehrzahl der Fälle begleiten Rauhwanke oder Dolomit beziehungsweise Dolomitreccien dieselben. In der großen Felsausbruchsnische am Südhang des Schönjöchel bilden folgende aneinandergereihte Glieder eine schmale Zone: Dolomit, Gips, rotgelbe Rauhwanke, welche erfüllt ist von Fragmenten eines lichtgrünen Serizitquarzschiefers (Verrucano), welcher auch in kleinen Partien daneben ansteht. Am Nordabhang des Munt da Cherns liegen übereinander von unten nach oben: Dolomit; gelbe Rauhwanke, welche stellenweise viele Bruchstücke von grünen Tonschiefen und quarzitischen Schiefen sowie von Dolomit enthält; geschichtete feine Dolomitreccien, in Rauhwanke übergelend; Gips; (bunte Bündner Schiefer). Ebenso begleitet Rauhwanke, stellenweise mit Schieferfragmenten die Lager von Salas bis Fimbertal. Bei den Gipslagern von Salas durchzieht die Rauhwanke in mehrfachen dünnen Bändern den Gips. Sie ist teils fein porös, gelb und enthält kleine Dolomitfragmente, teils geht sie in eine grobe Breccienrauhwanke über, welche große Blöcke von Dolomit und zahlreiche Stücke von bunten Bündner Schiefer umschließt, seltener auch Diabasschiefer.

Gips und Rauhwanke können als syngenetische saline Bildungen betrachtet werden. Die letzteren sind aber sicher oft tektonisch umgearbeitet und mit fremden Fragmenten vermischt worden.

Die Frage nach einer späteren metasomatischen Entstehung von Gips drängt sich bei einzelnen Vorkommen auf, welche mit triadischen Kalken oder Dolomit im Verband sind. Oberhalb Fiß, am Westrand der Felsausbruchsnische, erscheint mitten in dem Triaszug eine große, unregelmäßig umgrenzte Gipsmasse, welche mittels einer gipsdurchhärdeten Dolomitreccie in die normale Trias überzugehen scheint (siehe Fig. 5). In ähnlicher Art sieht man am Kamm zwischen Pfundser Ochsenberg und Fließler Alpe den als Felsklippe aufragenden brecciösen Dolomit von Gips unterlagert und von Adern und Nestern von Gips durchzogen. Dann kann an das oben erwähnte Vorkommen des Dolomits im Gips des Schloßwaldes (Kaunertaleingang) erinnert werden. Ebenso sieht man an einem der unteren Lager von Zebles einen großen Dolomitblock, welcher von einem Netz kleiner Gipsadern zerteilt wird — auch eine dicke Ader neugebildeten Gipses durchzieht ihn — und ringsum enthält der Gips zahlreiche kleine Dolomitfragmente. In solchen Fällen sehe ich eine Erklärung darin, daß von einem am gleichen Ort bestehenden oder einem benachbarten Gipslager aus durch die zirkulierenden Lösungen die Gipsbildung auf die Triasgesteine übergelassen hat und bis zur Auflösung dieser in einzelne Blöcke und schließlich in kleinste Fragmente gediehen ist, welche dann auch ganz in Gips aufgehen können. Dies kann auch gegenüber anderen kalkigen Gesteinen, vor allem den Bündnerschiefen, eintreten. An dem Vorkommen im Schloßwald ist an Stelle des Kalzits in den an den Gips angrenzenden Lagen der Serizitkalkschiefer Gips getreten. Bei dem Gips am Südgrat des P. 2827 (Stubental) greift die Gipsbildung im Hangenden auf die Kalkschiefer über; es besteht ein Übergang zwischen beiden in einer Zone von Gips mit

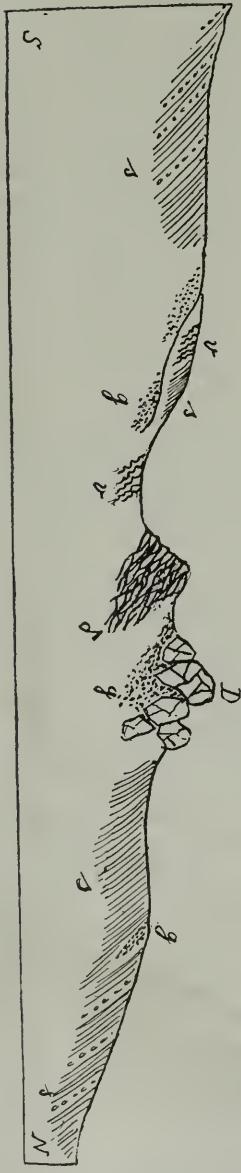


Fig. 3.

Triasscholle nördlich P. 2854 (Frudigerkamm).

s = Bunte Binderschiefer (mit Breccienlagen). — v = Verrucano. — D = Triasdolomit. — g = Gips.
δ = Diabasschiefer.

parallel eingelagerten Serizitschuppenlagen und gelben Kalkschnüren. Auf ein derartiges Vorschreiten des Gipses kann das von Tarnuzzer beschriebene und auch von ihm so erklärte Eindringen des Gipses in die benachbarten Bündnerschiefer sowie die Einschlüsse solcher im Gips zurückgeführt werden.

Das Vorhandensein aller Abstufungen vom gipsdurchädertem Dolomit über Dolomitbreccie mit Gips zu den einzelnen im Gips schwimmenden Blöcken und weiter kleineren Fragmenten von Dolomit spricht gegen die Annahme, daß die Dolomitstücke durch Einschwemmung während der Ablagerung des Gipses in denselben gelangt seien, um so mehr, als die Eckigkeit der Fragmente einen weiteren Transport derselben durch Wasser ausschließt. Ausblühungen von Magnesiumsulfat sind, wie schon G ü m b e l angibt, sehr häufig.

Das Gipslager von Salas wird von Verrucano unterlagert und auch die unteren Lager von Zebles von einer Verrucanozone begleitet. Die kleinen Gipsvorkommen von Malfrag, Frudigerkamm, Schönjöchel treten desgleichen mit Verrucano in Verband.

Manche werden von buntem Bündnerschiefer umschlossen, liegen aber in unmittelbarer Nähe von Verrucano einschüben oder in Triasschollenzonen. Dies gilt von den unteren Lagern bei Zebles und mehreren derselben am Piz da val gronda und jenem am Südgrat von P. 2827 (Stubental). Andere verraten durch den Gehalt von Dolomitbruchstücken (Gips im Wald ober Gufer, Schloßwald) die einstige Nähe von Triasschollen. Die höheren Lager am Zebles—Viderjoch wie jenes am Joch Zebles—Salas liegen in den bunten Schiefen, können aber doch auf Schuppenbildung in dieser Störungsregion bezogen werden.

Man wird auf Grund jenes Schichtverbandes mit Verrucano und Trias die Gipslager im allgemeinen in Übereinstimmung mit dem Auftreten salinärer Schichten im Buntsandstein und Trias in den Nordalpen und in den Münstertaler Alpen (Val Schais bei St. Maria) in die Trias einreihen können. Der stratigraphische Wert kleinerer Gipslager wird überhaupt durch die Möglichkeit einer sekundären Entstehung stark beeinträchtigt¹⁾ und mahnt — zusammen mit dem verwickelten Schuppenbau — zur Vorsicht bei dem naheliegenden Versuch, die Gipse der bunten Bündnerschiefer als oberen Gipsrauhwackenhorizont entsprechend den Raibler Schichten dem unteren von Verrucano begleiteten Lagern gegenüberzustellen.

Lias.

Die Kalke des Lias sind diejenigen unter den Gesteinen des „Fensters“, welche am frühesten durch Fossilfunde ihrem Alter nach bestimmt wurden und der einzige Horizont, der reich an Fossilien

¹⁾ Auch Dyrenfurth (l. c. pag. 84) vermutet, daß „mauches Gipsvorkommen nicht an Ort und Stelle entstanden, sondern durch Wanderung des so leicht löslichen und beweglichen Minerals zugeführt“ ist. Eine Vergipsung von Triasdolomit wird in der Brianconnais von Termier und Kilian angenommen (C. R. d. Ak. d. sc. XCII, pag. 900 und Etud. geol. dans les alpes occidental II).

ist. Seine stärkste Entfaltung fällt in den Bereich des Fimber Tales und einzelner Teile des Samnaun sowie in die Gegend von Ardetz. In dem hier behandelten östlichen tirolischen Teil reicht nur noch am Malfrag (Fließer Alm) sein Ostende herein. Während er im westlichen Gebiet in eine Unzahl kleiner Schollen zerteilt ist, streicht er von der Alp bella („In der Kirche“) als zusammenhängender Zug und in Gestalt steiler Felsmauern aus dem sanften Schiefergelände hervortretend zum Malfragkopf und endet östlich desselben auf der Fließer Alm. Diesem Zug sind südlich noch mehrere Schollen vorgelagert.

Die Basis des Liaszuges bilden schwärzliche, sandigmergelige, oft rostig anlaufende Schiefer, auch mit feinen Glimmerblättchen auf den Schichtflächen. Am Aufbau der Kalkwände beteiligen sich hier besonders weißliche, kieselige Kalke und lichte, marmorisierte, spätige Kalke sowie bräunlich anwitternde, hellgraue, gebankte Kalke. Auf der Alp bella und weiter westlich erscheinen als Leitgestein gelblichgraue, grobspätige Crinoide n k a l k e, welche in Menge Belemniten und Brachiopoden führen, seltener auch Ammoniten. Außerdem auch dichte graue Kalke mit dunkelrötlichgrauer Anwitterungsfarbe. Am Greitspitz liegen in schwarzen Schiefeln auch geringmächtige konglomeratische Bänke (mit schwärzlichem Bindemittel).

Die Fauna ist nach den Angaben Paulckes eine unterliasische. Am Malfrag ist er relativ arm an Versteinerungen, während bereits auf der Alp bella solche in Menge zu sammeln sind; weitere vorzügliche Fundpunkte liefert das obere Fimber Tal. Von Paulcke und von Prof. Schlosser, München, welche umfangreiche Aufsammlungen gemacht haben, sind eingehendere Mitteilungen darüber zu erwarten.

Die dem Liaszug des Malfragkopfes südlich vorgelagerten Schollen bestehen aus einem weißen, gelblich anwitternden Karbonatgestein, erfüllt von Quarz- und Kalkspatadern und Nestern, das in der nördlichen Scholle gegen N am P. 2669 in einen lichtgrauen, knauerigen, dickbankigen, stellenweise marmorisierten Kalk übergeht, wie er in gleicher Weise im Liaszug wieder erscheint. Die südliche Scholle am Kamm besteht nur aus der erstgenannten Gesteinsart. Der Verband mit dem lithologisch sicher dem Lias zugehörigen Gestein von P. 2669 macht es sehr wahrscheinlich, daß auch dieses zum Lias gehört. Am Ostabhang des Kammes steht eine große Scholle eines lichtgrauen Dolomits an, welche durch die starke spätige Durchaderung den Gesteinen der genannten Schollen ähnlich ist, ihrem dolomitischen Charakter nach aber wohl eher zur Trias gestellt werden muß. Das Karbonatgestein der südlichen Kammscholle ist kalkiger Natur. An dem vom Martinskopf gegen Süden ausstrahlenden Kamm (östlicher Fließer Berg) liegen an der entsprechenden Stelle im Profil Blockschollen von rotgelb verwitterndem, lichtgrauem, spätigem, quarzreichem Kalk begleitet von den schwärzlichen Tonschiefern, welche beide zusammen als letzte östliche Ausläufer des Liaszuges angesehen werden können.

Hellbunte Kalke.

In der südlichen und nördlichen Randzone treten einige kleine Vorkommen von Kalken auf, welche sich weder der Kreide noch den älteren Kalken ohne weiteres sicher zuordnen lassen und möglicherweise Analogien zu bestimmten Gesteinen verwandter Gebiete eröffnen.

Es sind dünnbankige Kalke von sehr lichter, gelblicher, rötlicher und grünlicher Färbung, meist mit einem grünlichen, serizitischem Belag auf den Schichtflächen. Dazwischen fehlen auch nicht hellgraue, selten dunkelgraue oder auch weißliche Lagen. Stets ist der Kalk mehr oder weniger kristallinisch, von feinstem Korn bis zur späten Struktur, sehr oft sind die Kalke von groben Kalkspatadern und Nestern durchzogen. Die Mächtigkeit ist stets eine geringe, die horizontale Erstreckung desgleichen. Am besten entsprechen dieser Charakterisierung die Gesteine, welche unter P. 2921 (Frudigerkamm) an der Gneisgrenze anstehen und deutliche Zeichen heftigster Pressung und Verbiegung an sich tragen. Unter dem Arrezkopf (oberste westlichste Hänge der Lawensalm) streicht unter der Gneisgrenze ein ähnlicher hellgrauer bis weißer, ziegelrot anwitternder Kalk hin. Gegen Westen steht ober dem Arrezjoch anscheinend in der streichenden Fortsetzung desselben ein dunkelgrauer, gelblich anwitternder, dünnbankiger Kalk mit Bänken feinkörniger Crinoidenbreccien an, der jedenfalls zu den Kreidekalcken zu rechnen ist. Am Südfuß des Hexenkopf, nahe dem See in der Masner, steht wieder ein ähnlicher, weiß- bis rötlichgelber, dünnbankiger Kalk an, der aber auch eine Bank feinsten Breccien enthält. Weiter weg vom Gneisrand steht am SW-Fuß des Minderskopf am Pfundsers Ochsenberg ein hellgrauer, weißlicher, gelblicher und gelblich anwitternder, dünnbankiger, feinkristalliner Kalk an, der ebenfalls an diese Gruppe erinnert.

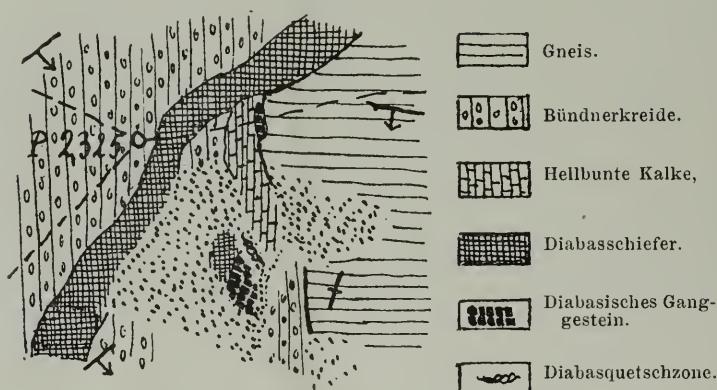
Auf der Gamoraln bei Nauders stehen am Westkamm des Gaisblaiskopf zwischen dem Gneisrand und den Diabasschiefern eine Wechselfolge kalkiger und serizitischtoniger Lagen an, letztere stellenweise zwischen violettrot und grünlich in der Farbe wechselnd, erstere lichtgelb, rötlich, weiß oder grünlich und feinkristallin bis dicht; dazwischen auch Lagen, welche den gewöhnlichen kalkigtonigen grauen Bündnerschiefern gleichen. Sehr heftig gequetscht und verbogen.

Die Hauptfrage scheint mir hier die, ob es sich überhaupt um ein eigenes Formationsglied handelt oder ob es nur umgewandelte Teile der übrigen großen Schichtgruppen sind. Am Arrezkopf und Hexenkopf hat durch die eingeschalteten Breccienbänke und die nur durch Schutthänge unterbrochene Fortsetzung in die Kreidekalke des Arrezjochs eine Zurechnung zu diesen große Wahrscheinlichkeit für sich, desgleichen am Minderskopf. Die Kalke unter P. 2921 könnten als Fortsetzung der den Liaszug südlich Martinskopf begleitenden Kalke angesehen werden; hier ist das Gestein am besten der vorausgeschickten Gesteinsbeschreibung entsprechend. Entsprechend der Lage dieser und des Vorkommens auf der Gamoraln an der großen Gneisüberschiebung können die Kreidekalke durch Dynamometamorphose in jene Form übergeführt worden sein — siehe die deutlich sichtbare

starke Pressung der Gesteine. — Bei P. 2921 ist vielleicht auch umgewandelter Lias in Betracht zu ziehen, nachdem dieser im Gebiet von Malfrag größtenteils in solchen hellgelblichen spätigen Kalken auftritt. Bei der Gamoralalm ist schließlich auch Kontaktmetamorphose möglicherweise vorhanden: unmittelbar unterhalb der hellbunten Kalkschiefer steht dort eine größere diabasische Gangmasse (am Südhang des Kammes) an und auch am Ostrand erscheint noch ein kleiner Aufbruch eines Ganges zwischen Gneis und Kalkschiefer (siehe Fig. 4).

Auf dem Gipfel von Clünas ober Fetan steht eine grobblockige, brecciös flaserige Gesteinsmasse an, welche gleiche hellbunte Serizitkalke (Marmore) enthält wie die hier aufgezählten Vorkommen (neben gneisigen Komponenten, verrucanoähnlichen Trümmern, pfrsich-

Fig. 4.



Kartenskizze vom Westkamme des Gaisblaiskopfs.

Maßstab: ungefähr 1 : 25.000.

Punktirt: Moräne und Gehängeschutt.

roten Kalken etc.). Paulcke ist geneigt, sie für Tithonäquivalente zu halten. Ein zweites Vorkommen solcher heller, marmorisierter Kalke beschreibt Paulcke vom Futschöltal und mutmaßt auch hier tithonisches Alter derselben. Sie sind bei letzterem Vorkommen begleitet von einer groben poligenen Breccie (auch Granit als Gerölle führend). Das Vorkommen liegt wieder nahe dem Gneisrand.

Das Gestein am Gipfel von Clünas zeigt alle Eigenschaften einer hochgradigen tektonischen Beanspruchung; möglicherweise ist es ein Konglomerat, das derartig umgearbeitet wurde. In den tirolischen Vorkommen fehlt jeder konglomeratische Charakter.

Der petrographische Charakter der „hellbunten Kalke“ so wie sie heute vorliegen, ist zweifellos ein sekundärer — worin auch die Färbung inbegriffen sein kann — andere Merkmale für ihre Erkennung und Abtrennung fehlen aber völlig; in einzelnen Fällen sind Anhalte da für Zuordnung zu sonst anders ausgebildeten Formationen,

(Breccienbänke der Bündnerkreide). Dies zusammen mit ihrer sehr fragmentarischen Ausdehnung machen alle auf solches Gestein gestützten stratigraphischen und tektonischen Schlüsse zu sehr unsicheren. Meines Erachtens wäre auch in anderen bündnerischen Gebieten, z. B. in Schams, die Frage sehr am Platze, ob die auf Grund der Gesteinsart für Jura erklärten marmorisierten hellen Kalke, nicht auch manchenorts nur metamorphe Fazies anderer Formationen sind und tatsächlich hat auch Zündel jene marmorisierten Kalke des Hinterreingebietes, auf welche sich Paulcke wegen der Tithonäquivalenz der Gesteine am Futschölpaß beruft, jetzt teils zum Lias, teils zur Trias gestellt.

Graue, basale Bündnerschiefer und Bündnerkreide.

Unter diesem Titel fasse ich alle Bündnerschiefer mit Ausnahme der „bunten“ zusammen; da letztere — im tirolischen Teil — nur an den Rändern entwickelt sind und die nicht in Bündner Fazies ausgebildeten Formationen desgleichen, so fallen $\frac{4}{5}$ des ganzen Bereiches hierher. Es sind jene mächtigen, dem flüchtigeren Beschauer eintönig erscheinenden Kalkschiefermassen, welche von Ried bis Schuls die Flanken des Inntals bis zu den Kämmen der Vorberge hinauf bilden und welche hier aus den untenstehenden Gründen mit den als Bündnerkreide bezeichneten crinoidenführenden Breccien und Kalken zusammengefaßt werden, welche den Südrand begleiten und im Norden zwischen den bunten Schiefen und anderen Schichtzügen des Nordrandes eingeschaltet sind.

a) Petrographische Beschreibung.

Die Gesteine dieser Gruppe sind größtenteils umkristallisiert; die ursprünglich kalkigtonigen Gesteine sind in Kalkglimmerschiefer, Tonschiefer in phyllitische Schiefer umgewandelt. Am wenigsten unterliegen der Metamorphose die klastischen Gesteine — Breccien und Konglomerate —, doch ist auch bei diesen die Grundmasse meistens umkristallisiert und sind die organischen Einschlüsse dadurch zerstört oder unbestimmbar gemacht worden. Die Umwandlung nimmt von Westen gegen Osten zu. Während man in der Bündnerkreide des Fimbertals in den Schlfen die Foraminiferenfauna noch gut erhalten und bestimmbar findet, ist es im tirolischen Teil in den gleichen Schichten nur ausnahmsweise noch möglich, überhaupt das Vorhandensein von Foraminiferen festzustellen. Nur die Crinoidenstielglieder haben vielfach noch ihre Gitterstruktur bewahrt. Die basalen, kalkigtonigen Schichtmassen des Val Sinestra und Mondinstockes gehen vom Schalkbach an in Kalkglimmerschiefer über und behalten diese Ausbildung bis weit gegen Osten. Außerdem sind im allgemeinen die tieferen Schichten mehr umgewandelt als die höheren, so daß durch die Verbindung beider Tendenzen die höchstkristallinen Gesteine im innern Teil der Antiklinale in der Gegend von Pfunds auftreten.

Die genaue Kartierung hat ergeben, daß der scheinbar eintönig ausgebildete Kalktonschieferkomplex eine Reihe verschiedener

Fazies und besondere Horizonte auszuscheiden gestattet, welche größtenteils primär, zum Teil auch durch die Metamorphose hervorgerufen sind.

Als eine Fazies letzterer Art sind die Kalkglimmerschiefer aufzuführen. Es sind schuppigkörnige Gesteine — in der Struktur etwa einem mittel- bis grobkörnigen Gneis ähnlich¹⁾ — von weißem, bei abnehmender Kristallinität auch hellgrauem Kalzit und feinen Muskovitschuppen, neben welchen aber meistens noch ein großer Teil des Tongehaltes in schwärzlich glänzenden Schuppen vorhanden ist, wodurch das Gestein ein weißschwarz gesprenkeltes Aussehen erhält. Die Glimmer und Tonschuppen geben dem Gestein Paralleltexur. Auf den größeren Schieferungsflächen breiten sich auch größere glänzende, Tonbelage mit zwischengestreuten Muskovitschüppchen aus. Im großen sind stets auch einzelne geringmächtige Lagen von dunklen Tonschiefern eingeschaltet. Sie wittern gelbbraunlich an, gesprenkelt mit den Ton- und Glimmerschuppen. Stärker verwitterte Lagen sind mit winzigen, rostigen Punkten durchsetzt. Sie sind teils ziemlich dickbankig, teils auch ganz dünnplattig.

Alle Übergänge verbinden sie mit den noch nicht so metamorphen Schichten gleicher Zusammensetzung: dunkelgrauen, gutgebankten bis schieferigen Kalken mit wechselnd starker Bestreuung von feinsten Glimmerschüppchen oder auch nur einem dunklen, tonigen Überzug auf den Schichtflächen; dazwischen dann gelegentlich eigene Tonschieferlagen. Häufig durchziehen weiße Kalzitadern das Gestein, auch Quarzadern fehlen nicht und sind auch gemischt mit Kalzit anzutreffen.

Die Kalkglimmerschiefer sind, wie oben schon gesagt wurde, am besten bei Pfunds entwickelt: im unteren Gehänge des Inntales bei Stuben und ebenso an den untersten Hängen beiderseits vom Eingang ins Radurscheltal und bis gegen TöSENS hinab. In wechselnd guter Entfaltung sind sie am ganzen Nordufer bis gegen Ried (Frauns) zu sehen und nehmen mit abklingender Kristallinität auch die höheren Hänge und Teile der Seitenkämme ein, so am Kreuzjoch, Laderberg, Heuberg. Westlich vom Schalkbach sind sie schon bedeutend weniger kristallin.

Bei den weniger metamorphen basalen Schiefern lassen sich dann undeutlich umgrenzte Bereiche herausheben, welche vorwiegend kalkiger Natur sind und nur sehr wenig Ton-, beziehungsweise Glimmerüberzüge und wenig oder keine Tonschieferlagen enthalten: Gutgebankte, dunkelgraue, nahezu dichte Kalke von sehr gleichmäßiger Ausbildung, manchmal mit feinen weißen Kalzitfasern durchwoben, auf den Schichtflächen Glimmerüberstreuung ganz unbedeutend. Am deutlichsten ist diese Fazies in den Wänden ausgebildet, welche die Finstermünzer Straße von den Grünschiefern über Altfinstermünz angefangen bis zur Mündung des Labauerbaches, also besonders in der Schlucht des Stillebaches anschnidet.

¹⁾ Stache bezeichnet sie auf der Manuskriptkarte als „gneisartige Kalktonphyllite.“

In anderen Zonen entfalten sich die Tonschiefer sehr stark und überwiegen gegenüber den geringen kalkigen Zwischenlagerungen. Es sind schwarze oder silbergrau glänzende Tonschiefer, beziehungsweise halbphyllitische Schiefer, dort und da graphithaltige Lagen. Zwei solcher Zonen durchziehen z. B. die Nordabhänge des Roßkopfs und Ulrichkopfs gegenüber Stuben. Schließlich ergeben sich auch Zonen mit einer sehr lebhaften oftmaligen Wechsellagerung stärkerer kalkiger und tonigphyllitischer Züge, bei ungefähr gleicher Menge beider oder eher einem Überwiegen der tonigphyllitischen Schiefer. Solche Zonen sind in der Prutzer Gegend häufig.

Eine in den höheren Regionen des Nord- und Südschenkels weitverbreitete Ausbildung ist jene als dünntafelige Kalkschiefer von hell- bis dunkelgrauer Farbe. Das Gestein zerfällt in klirrende, ebentafelige Scherben und ist meist nur wenig kristallin, mit feinsten Glimmerschüppchen auf den Flächen schwach bestreut; stellenweise von Kalzitadern durchzogen. Am Heuberg (Hint. u. Vord.) sind sie stark kristallin und erscheinen teilweise als dünntafelige Kalkglimmerschiefer. Halbkristallin ist der Komplex solcher Schiefer am Ulrichskopf. Am Kamm „In der Keil“-Blauwand treten ebenfalls ähnliche dunkelgraue Kalkschiefer auf, wechselnd mit gutgebankten grauen Kalken, beide schwach kristallin. Die Anwitterungsfarbe der Kalkschiefer ist oft gelblich oder schwach rötlich.

Diese Kalkschiefer enthalten im allgemeinen keine ausgedehnteren Züge jener schwarzen Tonschiefer wie die anderen kalkigen, basalen Schiefer, dagegen findet man am Ulrichskopf in ihnen mehrfach kleine Schmitzen von grünen, serizitisch-chloritischen, blätterigen Schiefen (0.5—1 m mächtig und von geringer Horizontalerstreckung) sehr innig mit dem Kalkschiefer verbunden und verschliert. Quarzknuern stellenweise darin; an einzelnen Stellen beobachtete ich einen intensiv grünen Anflug auf dem Schiefer wie Kupferlasur.

In den Kalkschiefern am Kamm südlich der Blauwand treten in ähnlicher Weise ein paar kleine Lagen von lichtgraugrünem glattem Tonschiefer auf.

Am „Blauen Talrücken“ zwischen Masnertal und Pfundser Ochsenberg liegt im Hangenden der grauen Bündner Schiefer ein Komplex von dünnbankigen, gelb anwitternden Kalkschiefern und dünnblättrigen Kalken mit knauerigen, quarzreichen Lagen und Linsen. In dieser Serie treten im Hangendsten auch wieder grünlich-graue kleine Tonschieferlagen auf, die zu größeren schwarzen Tonschieferzügen an der oberen Grenze des Komplexes überleiten.

Sehr oft sind die kalkigen grauen Schichten durch feine Quarzbeimengungen verunreinigt und gehen in dichte, beziehungsweise äußerst feinkörnige, dunkelgraue, quarzitisches Kalke über.

In einzelnen Zonen überwiegt dann der Quarzgehalt so, daß eine eigentliche quarzitischesandige Fazies auftritt. Dünnplattige, kalkigsandige Schiefer sind in diesen Zonen stark verbreitet, bräunlich-graue mit rostigen Punkten, mit zunehmendem Kalkgehalt reiner grau gefärbt, dann bräunliche, dichte, quarzitischkalkige Lagen, ausnahmsweise ziegelrot verwitternd (Schmalzkopfgipfel). Ferner dickbankige, hellgelbgraue Quarzite mit ähnlicher Anwitterungsfarbe und

knaueriger, rauher Oberfläche, welche an älteren Verwitterungsflächen sofort durch den an Urgebirgsblöcke erinnernden Flechtenüberzug sich unterscheiden von den davon freien Kalkgesteinen. Sie brausen mit HCl nicht auf. Daneben dichte, hellgelbgraue, dünn-schieferige stärker kalkhaltige Lagen. Stets ist diese Serie von zahlreichen Tonschieferlagen durchzogen: hellgraue oder schwarze Tonschiefer, letztere oft mit metallischen Anlauffarben. Häufig beobachtet man eine vielfache Wechsellagerung feiner Lagen von schwarzen Tonschiefer mit weißlichen oder grünlichgrauen, sehr feinkörnigen bis dichten quarzitischen Lagen. Meistens sind diese Mischgesteine intensiv gefältelt und auch von Transversalschieferung durchsetzt. Die schwarzen Tonschieferzüge gehen zwischen Schmalzkopf und Ulrichskopf in grüne Tonschiefer über, welche dann den oben beschriebenen Tonschieferschmitzen vom Ulrichskopf gleichen.

Diese Serie ist typisch am Schmalzkopf entfaltet und streicht von dort mit abnehmender Mächtigkeit zum Frudgerjoch und bis gegen Übersachsen. Gegen SW nimmt sie bei Nauders mehr kalkig-sandige Bänke mit vielen Tonschieferlagen auf (Norberthöhe). Eine ähnliche Fazies tritt im Kern der großen Antiklinale bei der Kobleralm (Rauhes Eck, am Eingang ins Samnaun) auf und streicht über Kobl gegen das Stubental.

Sehr reich entfaltet sich die quarzitische Fazies in der westlichen Fortsetzung der Naudererzone an dem Kamm vom Mondin zum Muttler und an dessen südlichen Seitenkämmen (Mot della Amblannas, Parai naira).

Einen für die stratigraphische Orientierung verwendbaren Horizont bilden dann die im „Querschnitt“ (1911) als Tüpfelschiefer eingeführten Gesteine: „Graue, dünntafelige Kalkschiefer, deren meist mit feinem Glimmerbelag bedeckte Flächen von kleinen (0.5—1 mm) schwärzlichen Tupfen, stellenweise bis zu kleinen Knötchen anschwellend, gleichmäßig dicht übersät sind. Im Dünnschliff entsprechen ihnen rundliche oder längliche dichte Ansammlungen aller kleinster farbloser Nadelchen und Körnchen in dem Karbonat-Quarzgemenge des Gesteins, welche vielleicht als unbestimmbare Reste von kleinen Organismen gedeutet werden können.“

Besonders deutlich und mächtig sind sie im Sockel der Stammerspitze entwickelt und in der Fortsetzung derselben über den Muttler und den Kamm zwischen Sampoio und Samnaun. An der Südseite des Stammer erreicht die gesammte Tüpfelschieferzone eine Mächtigkeit von etwa 400—500 m; den unteren Teil bildet eine Serie dünnblättriger, kalkiger Tüpfelschiefer, darüber folgt eine Wechselfolge von sehr dünnplattigen Kalkschiefern, dunkelgrauen, sandigkalkigen Schiefern und vielen Tonschieferlagen und einzelnen Bänken von Tüpfelkalk; die Tonschiefer nehmen noch oben überhand zur Bildung einer Zone von bleigrauen, feinblättrigen, phyllitischen Tonschiefern, welche eine geringe Verminderung der Steilheit des Gehänges verursacht; sie wird von einem geschlossenen niederen Wandgürtel überragt; am Fuße desselben steht eine etwa 3 dm starke Bank einer Breccie an mit sehr lichtgrauem äußerst feinkörnigem Zement und grauen kalkigen Einschlüssen von wenigen Millimetern Größe. Außerdem schaltete sich

hier am Fuße der Wandstufe ein schieferigflaseriges, feinquarzitisches Gestein ein von hellgrüner, seltener rötlicher Färbung, welches auf der Südseite in einzelnen linsenförmigen Anschwellungen, auf der Nordseite in drei ausgedehnten, durch Tonschiefer getrennten Lagen übereinander auftritt. Den Wandgürtel selbst bilden wieder Tüpfelkalke, in lebhaftem Wechsel mit feinblättrigen Tonschiefern. Diese obersten Lagen der Tüpfelkalke erscheinen auch auf der Nordseite wieder an gleicher Stelle und bilden den oberen Abschluß der ganzen Serie.

Dünnschliffe der genannten Breccie zeigen ein sehr feinkörniges Zement von Quarzkörnchen und in diesem schwimmend eckige oder etwas gerundete Fragmente eines dichten Kalkes, welcher stets in großer Zahl deutliche Radiolarien enthält. Die Kalkfragmente sind umrindet von großen neugebildeten Kalziten und auch in dem Quarzzement treten einzelne Kalzitrhomboeder auf. (Siehe Tafel XXIII.) Das Quarzzement der Breccie ist vollkommen gleich im Schliff mit dem hellgrünen, feinquarzitischen Gestein und in Schliffen des letzteren (von der Nordseite des Stammer) treten auch noch einzelne flachgedrückte Kalklinsen in dem quarzitischen Aggregat auf, welche einen Kern von dichtem Kalk mit einzelnen Radiolarien und eine Kalzitrinde besitzen. Untersucht man aber die Tüpfelschiefer und Tüpfelkalke selbst, so erkennt man auch hier die gleiche Struktur wieder: die feinquarzkörnige Grundmasse, in beträchtlich geringerer Menge als in den genannten Gesteinen umzieht kalkige Linsen, bestehend aus dem Tüpfel, d. h. der dunklen, oft eckigen, scharf umgrenzten¹⁾ Anhäufung feinsten Körnchen, unter welchen man in Anlehnung an die Beobachtungen in den obigen Gesteinen selten einmal noch rundliche Körperchen als Radiolarien ansprechen kann und einem großen nach der Schieferung gestreckten Hof von neugebildetem Kalzit. Auch die einzelnen Kalzite in der Quarzgrundmasse fehlen nicht. (Siehe Tafel XXIII.)

Man kann eine vollständige Übergangsreihe von der Breccie mit radiolarienhältigen Kalken bis zu den typischen Tüpfelschiefern aufstellen. Die feinen Körnchen, aus deren Anhäufung die Tüpfel bestehen, können als die letzten, nicht mehr umgewandelten oder fortgeführten Teile der Radiolarienskelette erklärt werden.

Vom Samnaun gegen Osten zu werden die Tüpfelschiefer stärker kristallinisch und damit schwerer erkennbar; es ergeben sich weiße, gelblichweiße oder hellgraue, dünntafelige Kalkschiefer, seltener auch dickere Kalkbänke dieser Art, welche auf den Schichtflächen und im Querbruch dort und da noch die Tüpfel hervortreten lassen. Doch ist auch bei diesen im Dünnschliff noch jene Struktur erkennbar. Die Umkristallisation des Kalks hat hier auch den Kern der Kalkfragmente ergriffen. Die neugebildeten Kalzite ordnen sich der Kristallisationsschieferung entsprechend; das feine Aggregat des stark zurücktretenden Quarzzementes ist auch oft zu größeren Körnern um-

¹⁾ Auch makroskopisch sind Bänke mit eckigen Tüpfeln nicht selten, z. B. an der Westseite des Piz Arina.

kristallisiert, die Tüpfel selbst sind noch durch jene Skelettreste erhalten, ohne die Umrisse wesentlich geändert zu haben¹⁾. Makroskopisch ist bei diesen die Auseinanderhaltung von den Kalkglimmerschiefern mit kleinen glimmerigtonigen Schüppchen oft schwer.

Im Gebiet Spiß—Stubental sind die Tüpfelschiefer schon stark umkristallisiert. Sie verteilen sich auch hier auf einen Komplex von ein paar hundert Meter Mächtigkeit, bestehend aus Kalkglimmerschiefern mit fleckigem Tonbelag, einzelnen wenig mächtigen Tonschieferlagen, beziehungsweise phyllitischen Schiefern, und auch von weniger kristallinen Kalkschiefern. Die Tüpfel treten am deutlichsten in tonreicheren, dünn-schiefrigen Lagen hervor, seltener in dickeren Kalkbänken. Vom östlichen Ast des Stubentals (Kadratschtal) an hat die Umwandlung fast alle Spuren der Tüpfelung zerstört und nur vereinzelte Bänke sind in der Fortsetzung der Zone noch zu finden, so am Tschupbach, bei der Morrlealm und am Südabhang von Gallmötz.

Deutlich als eine Zone von ein paar hundert Meter Mächtigkeit erscheinen sie bei Wegfall der starken Umkristallisierung im Süd-schenkel der Hauptsattelung zwischen Tösner- und Stafelleralm, und zwar wieder in der Weise, daß einzelne Lagen von Tüpfelkalkschiefern eingeschaltet sind in einer Reihe von grauen Kalkschiefern mit zahlreichen Zwischenlagen von schwarzen oder hellgrauen Tonschiefern. Undeutlicher ist schon die Fortsetzung dieses Zuges am Malzkopf (Platzertal). Weiter gegen SO ist im Saderergraben noch ein vereinzelt deutliches Vorkommen beobachtet worden und ein paar lithologisch nicht ganz sichere am Roßkopf, an der Fluchtwand und bei Parditsch, deren Zugehörigkeit zu einer solchen Zone durch die Gleichheit des Horizonts, in welchem diese Spuren auftreten, wahrscheinlich gemacht wird.

Von besonderer Bedeutung für die Gliederung und Altersbestimmung sind die **Breccien**, welche in den grauen Bündnerschiefern vielfach auftreten.

Es lassen sich zwei Arten derselben unterscheiden: quarzreiche Breccien und kalkige, beziehungsweise dolomitische Breccien.

Die Quarzbreccien sind deutlich geschieferte, feinkörnige Gesteine von grauer Farbe mit bräunlicher, rauher, oft von Flechten bezogener Verwitterungsfläche und zeigen in einer äußerst feinkörnigen, dichten, sandigen, grauen Grundmasse sehr zahlreiche Einschlüsse von rundlichen, weißlichen Quarzkörnern von 1—4 mm Durchmesser. Kleine Muskovitschüppchen sind reichlich im Gestein der Schieferung parallel verteilt. Außerdem beobachtet man in geringer Menge eckige ockergelbe Fragmente eines kalkigdolomitischen, dichten Gesteins, ebenfalls von wenigen mm Breite, in manchen Lagen auch Blättchen von Tonschiefer in größerer Anzahl. Im Dünnschliff (siehe Tafel XXIII) erweist sich auch die völlig umkristallisierte Grundmasse als sehr quarzreich. Die Einschlüsse sind große Quarze und Quarzaggre-

¹⁾ Sander beschreibt einen analogen Fall von „aufzehrender Neukristallisation des Karbonats“ an Fragmenten von Dolomit in einem Mylonit (Quarzerizitgrauwacke) aus den westlichen Tauern. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1912, S. 232.)

gate, sehr selten Quarzfeldspataggregate, selten auch einzelne Feldspate und größere Glimmerblättchen. Die Karbonatgesteinseinschlüsse sind ein sehr feinkörniges, reines Karbonatgestein, meist mit einer rostigen Rinde; dort und da auch einzelne größere Karbonatrhomboeder mit einer solchen Rostrinde. Die Grundmasse besteht aus Quarz, Kalzit und Muskovit.

Durch Abnahme der Größe und Zahl der Einschlüsse gehen sie in graue, sandigkalkigglimmerige Schiefer über, welche in beträchtlicher Mächtigkeit die stets geringe Dicke erreichenden eigentlichen Breccienbänke begleiten. Bei geringer Metamorphose erscheinen sie als schiefrige, kalkige, feine Sandsteine.

Die Breccien kalkiger Natur besitzen eine fast rein kalkige Grundmasse. Sie ist makroskopisch dicht und dunkelgrau. Im Dünnschliff (siehe Tafel XXIII) erscheint sie stets kristallinisch, oft mit deutlicher Kristallisationsschieferung. Selten ist sie auch makroskopisch kristallinisch. Ein Beispiel dieser Art ist der obere Breccienhorizont am Gamsblaiskopf, welcher als weißlicher, grobkristalliner Kalkglimmerschiefer mit reichlicher Ausbildung von Muskovit erscheint, in dem ziemlich zahlreich kleine Bröckelchen des gelben Dolomits eingebettet sind, ferner jene im Fernertobel (dunkelgrau). In jener dunkelgrauen Kalkgrundmasse sind in großer Zahl, aber doch so, daß sie immer noch einzeln in der Grundmasse schweben, kleine, eckige Bröckelchen eines gelbanwitternden Dolomits oder dolomitischen Kalkes eingebettet. Wo der Dolomit nicht gelblich angewittert ist, entschwindet er leicht dem Auge. Beimengungen von Quarz sind selten oder fehlen ganz. Nur ausnahmsweise erreichen die eingeschlossenen Fragmente eine bedeutende Größe, wie z. B. in einer Breccie östlich des Sadererjochs, am Abhang des Schmalzkopf, wo lagenweise längliche, eckige Fragmente desselben gelben dolomitischen Kalkes bis zu 2 cm Länge parallel der Schichtung eingeschlossen sind.

Andererseits kann die Größe der Einschlüsse zur mikroskopischen Kleinheit herabsinken: Gesteine, welche makroskopisch als graue feinkörnige Kalke oder Kalkschiefer erscheinen, im Schliffe aber in der kalzitischquarzigen Gesteinsmasse massenhaft kleinste Fragmente des gleichen dichten Karbonatgesteins enthalten wie die grobkörnigen. Solche Bänke kommen sowohl in den basalen als auch in höheren Lagen vor, z. B. in der Schlucht des Val sinistra, bei Spieß, am Fließberg u. a. O.

In den makroskopisch als solche erkennbaren Breccien sind als ein sehr charakteristischer Bestandteil einzelne weiße Glimmerblättchen von 1—3 mm Durchmesser oder kleine Nester gleicher Blättchen gleichmäßig verstreut. Häufig beobachtet man, daß dieselben alle parallel stengelartig in die Länge gezogen sind, wohl als Folge einer Streckung des Gesteins. Auch die gelben Fragmente zeigen in solchen Fällen manchmal eine parallele Anordnung und Streckung.

Diese Glimmerblättchen dürften nicht durch Metamorphose entstanden, sondern primäre Einschwemmungen sein, da ihre Anwesenheit unabhängig vom Grad der Metamorphose des ganzen Gesteins ist.

Die Breccien sind in der Regel dickbankig, oft mit lagenweiser Verschiedenheit des Materiales, wobei die einzelnen Bänke oft eine

mehr oder weniger ausgeprägte Paralleltextrur besitzen können. Stark schiefrige Partien zeigen auf den Schieferungsflächen einen phyllit-ähnlichen Glimmer-(Serizit-)belag oder größere Glimmerfasern.

Breccien obiger Art enthalten nun auch kleine schwarze Crinoidenstielglieder, deren Gitterstruktur im Dünnschliff oft noch deutlich zu sehen ist; Durchmesser 1 mm. Mit dem stärkeren Auftreten derselben nimmt nun meistens der brecciöse Charakter des Gesteins ab, die Zahl der Dolomitbröckelchen sinkt mit steigender Menge der Crinoidenstielglieder und es ergeben sich alle Übergänge zu Crinoidenkalken welche dann oft dicht erfüllt sind von schwarzen Stielgliedern: dunkelgraue, schwärzliche, dickbankige, dichte, feste Kalke mit helleren Anwitterungsflächen, auf welchen die Stielglieder auswittern. Auch die Glimmerblättchen treten in diesen Kalken schließlich ganz zurück. Im Dünnschliff ist oft noch eine feine Schieferung oder Faserung des Gesteins zu beobachten, wobei die Stielglieder augenartig in die Fasern eingebettet sind. Meistens ist das Gestein rein kalkig, sonst mit geringer Quarzbeimengung und etwas Glimmer.

Auch in manchen Breccienlagen, welche makroskopisch keine Stielglieder mehr erkennen lassen und zu den oben beschriebenen kalkigen Breccien gehören, sind im Schliff noch besonders große, oft ungenau rundlich umgrenzte Kalkspatindividuen in die feinkörnige Gesteinsmasse eingebettet, welche auf Grund von Übergangsformen auf Crinoidenstielglieder zurückgeführt werden können.

In kalkigen Breccien, welche noch ziemlich viel gelbe Dolomiteinschlüsse, weiße Glimmerblättchen und Crinoidenstielglieder enthalten, und dabei eine wenig oder gar nicht umgewandelte Grundmasse von rein kalkiger oder mit Quarz untermischter Zusammensetzung, sind im Dünnschliffe zahlreiche wohl erhaltene Foraminiferen und darunter auch Orbitulinen (*Orbitulina lenticularis*) zu finden, außerdem eine Diplopore, welche von Paulcke als *Diplopore Mühlbergi* bestimmt wurde. Derartige Breccien sind besonders im Gebiet des Fimbertales und des Tasnastockes zu finden und weiter gegen Osten hin noch auf der Alp bella. Von hier an ostwärts sind aber durch die Umkristallisation die organischen Strukturen zerstört worden mit Ausnahme der Crinoidenstielglieder. Am Südrand, wo die Crinoidenbreccien eine weite Verbreitung finden, gelang es südlich des Sadererjochs noch eine Bank aufzufinden mit deutlichen Foraminiferen (Textularien, Milioliden u. a. aber keine Orbitulinen). In stark verdrückter Form auch noch in Proben vom Valribach (Nauders). Einzelne Schliffproben aus der Crinoidenkalkzone von Riatsch enthielten Diploporenähnliche Reste.

In der Zone von Nauders ins Radurscheltal vergesellschafteten sich die Crinoidenkalken und Breccien mit der quarzitischen Fazies, indem Bänke der ersteren mit Quarziten und Tonschieferlagen wechsellagern. Dabei entwickeln sich auch quarzitisches-kalkige, dichte, dunkelgraue Bänke mit Crinoidenstielgliedern. Im weiteren Verlaufe gegen NO ist diese Gesteinsgruppe bei geringerer Menge von Quarziten auch noch zwischen Radurschel- und Tösnertal in der gleichen Zone zu sehen und auf der Fendleralm.

Zu dieser langen Reihe sedimentogener Gesteinsarten kommen als ein weiterer Bestandteil der Serie der grauen Bündnerschiefer noch Einlagerungen eruptiver Natur in Gestalt von Diabasdecken, welche als Ergüsse zwischen die Sedimente eingeschaltet sind. Sie erscheinen, wie aus der Tabelle auf Tafel XXI ersichtlich, bereits in den tiefsten Teilen der Schichtfolge (Finstermünz) in beträchtlicher Entfaltung; die Diabasmasse des Mondin erreicht eine Mächtigkeit von mindestens 300 m. Die Bündnerschiefer unterlagern den Mondindiabas einerseits in flacher Wölbung, wie im Fernertobel schön zu sehen ist, ebenso klar aber ist auch die konkordante mantelförmige Überlagerung durch solche am Signalgipfel und der Westseite des Massivs zu sehen ¹⁾. Ein zweitesmal entfalten sich die Diabaslager besonders in dem hangendsten Teil des Südprofils.

Es wurde bereits im „Querschnitt“ auf die Umstände hingewiesen, welche für die Ergußnatur dieser großen Lager sprechen und daneben das Vorkommen von Diabasgängen genannt. Grubenmann hat aus den Analysen beider nach dem Chemismus einen eigenen Diabastypus „Unterengadin“ aufgestellt.

Nach den Angaben von Dyrenfurth steht die Diabas-Splittmasse von Aschera-Muntana durch allmählichen Übergang in Zusammenhang mit dem Serpentin von Tarasp-Clemgia. Wenn auch ein Weitergreifen des Serpentinisierungsvorganges vom Serpentin auf den Diabas angenommen werden kann, so ist doch die Hauptmasse des ersteren aus einem anderen Ursprungsgestein hervorgegangen (nach Grubenmann aus einem feldspatfreien Olivinpyroxengestein). Zwischen beiden besteht aber ein für die Altersfrage bedeutsamer Unterschied darin, daß der Diabas bereits zum großen Teil geschiefert und in Grünschiefer übergeführt ist, während der Serpentin keine analoge Umbildung erfahren hat. Dies hat er mit den Gabbrointrusionen (Clemgia, Flimspitz) gemein, welche ebenfalls keine derartige Verschieferung (Durchbewegung und Umkristallisation) erfahren haben und demnach wahrscheinlich jüngeren Alters sind. Grubenmann faßt Peridotit (Serpentin) und Gabbro als Differentiationen eines Magmas bzw. ersteren als Abspaltungen von letzterem auf.

¹⁾ Zuzufolge neuer genauer Kartierung sind die im „Querschnitt“ über die Lagerung des Diabases an der Südseite des Mondin gemachten Angaben in folgendem zu berichtigen: An der Costa bella fällt der Diabas nicht unter die Bündnerschiefer ein, sondern hier wie am Mot Mondin liegt Diabas auf den Bündnerschiefern. Am Mot Mondin sieht man, daß es sich um eine höhere Lagermasse handelt, welche an dem Sattel zwischen Mot Mondin und dem Mondinkamm durch ein Zone von Bündnerschiefer (darunter auch Tüpfelkalk) von der Hauptmasse getrennt ist; die letztere fällt unter diese Bündnerschieferzone ein. Am Südabfall des Mot Mondin ist an dessen Westseite sehr wahrscheinlich das ausgehende Ende dieses höheren Lagers aufgeschlossen, zwischen dem flachfallenden Bündnerschiefer im Liegenden und steil am Diabas sich aufrichtenden Schiefer des Südkammes als Hangendes. Am Mot Mondin und an der Costa bella sind diese höheren Diabaslager muldenförmig mit NW-Streichen eingebogen.

An der Westseite des Mondinkammes ist die Überdachung des Diabases durch Bündnerschiefer sehr schön zu sehen; ein kleines Erosionsfenster läßt den Diabas in einem der obersten Talwinkel von Val Sampuoir unter dem Cuolmen d'alp nochmals aus dem Schiefermantel hervorschauen.

Serpentin und Diabas-Split des Zuges Tarasp-Aschera können nicht einfach als Differentiationen eines Intrusivkörpers aufgefaßt werden, sondern sind wahrscheinlich aus zwei verschiedenartigen Teilen zusammengeschißt.

Der Serpentin ist, seinen Kontaktwirkungen nach zu schließen (Marmorisierung angrenzender kalkiger Bündnerschiefer, Ophikalzit), intrusiv; auf die anschließende Diabas-Splitmasse von Aschera läßt sich dies nicht unmittelbar übertragen. Es ist immerhin bemerkenswert, daß die Bündnerschiefer im Osten vom Serpentin „scharf diskordant abgeschnitten werden“ (Dyrenfurth), während sie am Muntanakamm — ganz ähnlich wie am Mondin — gewölbeförmig und konkordant die Diabas-Splitmasse ummanteln.

Auch bei dem Serpentin von Nauders (Schwarzsee) läßt sich in sehr beschränktem Ausmaß eine Marmorisierung angrenzender Kalkbänke und Einschlüsse von Serpentin in denselben beobachten.

b) Faziesverteilung und Schichtfolge.

Die verschiedenen sedimentären Fazies der grauen Bündnerschiefer sind durch Übergänge im Streichen und quer zum Streichen miteinander verbunden. Die Verbreitung der durch die Metamorphose bedingten sekundären Gesteinsfazies ist durch die oben angeführte Richtung der Zunahme der Kristallinität bedingt.

Die Aufstellung einer Reihenfolge der primären Sedimentarten wird in ihrer Verwendbarkeit als Altersschichtfolge dadurch eingeschränkt, daß keine Sicherheit darüber besteht, ob und wo Wiederholungen oder Umkehrungen der Schichtfolge infolge von Faltung oder Schuppung vorliegen. Faltenumbiegungen sind allerdings nirgends in diesem Komplex zu sehen (abgesehen natürlich von der sehr verbreiteten Kleinfaltung, die hier nicht von Einfluß ist), Schuppungen können mindestens in den oberen Teilen des Komplexes sehr wohl vorhanden sein, nach Analogie der Struktur der Randzonen. Dagegen spricht nur der stetige Übergang der Schichten ineinander, gegenüber den deutlich voneinander abgegrenzten Schichtzügen der Randzonen.

In der beigegebenen Tabelle (Tafel XXI) wurde der Versuch unternommen, die größeren Schichtzüge und gewisse petrographisch gekennzeichnete Horizonte im Nord- und Südschenkel der großen Wölbung miteinander in Verbindung zu bringen in Hinsicht auf die Einordnung in der heutigen Schichtfolge¹⁾. Als Ausgangspunkt wurde anfänglich das Profil vom Kern gegen den Südrand bei Nauders-Schmalzkopf gewählt und in dieses die streichende Fortsetzung der einzelnen Zonen des Südschenkels eingeordnet. Die Untersuchung der Mondin-Muttlergruppe — am Schlusse der Aufnahmen im Bündnerschiefergebiet — ermöglichte es dann infolge des Absteigens der

¹⁾ Der Raum, den die einzelnen Züge in der Tabelle einnehmen, soll keineswegs eine Darstellung ihres wirklichen Mächtigkeitsverhältnisses sein; petrographisch gut verfolgbare Horizonte von ganz geringer Mächtigkeit treten daher hier mehr hervor als große, aber stratigraphisch schlecht verwendbare Folgen indifferenten Kalk- und Tonschiefer.

Mondinwölbung gegen SW, einzelnen Horizonten vom Südschenkel in den Nordschenkel hinüber zu folgen und so eine Parallele der beiderseitigen Profile einzuleiten.

Für die tieferen Teile des Systems bieten die Grünschiefer einen Anhalt. Jene des Mondin bilden den Scheitel der Wölbung und ziehen sich tief in das Nordprofil hinab; anderseits können sie den Grünschiefern der Finstermünz in der stratigraphischen Höhenlage gleichgestellt werden. Sie hängen zwar nicht unmittelbar zusammen, die Schichtbänke im Liegenden leiten aber direkt von den einen zu den anderen über.

Die quarzitische Zone im Kern der Antiklinale ist nur vom unteren Samnauntal bis zur Schlucht des Stubentales aufgeschlossen und verschwindet beiderseits unter den kalkigen Zonen, welche sie an der Ostseite des Schalkkopfs und am Laderberg überdecken.

Für die oberen Teile bieten die Tüpfelschiefer und die Breccien sowie die obere quarzitische Zone gute Richtlinien.

Die quarzitishe Fazies (dickbankige Quarzite und quarzitishe Kalke, kalkig-sandige Schiefer, Tonschiefer) ist besonders ausgedehnt entfaltet an dem Süd- und Ostgrat des Muttler, durch starke Stauchfaltungen zu ungewöhnlicher Mächtigkeit aufgestappelt. Sie läßt sich in schwächerer Entwicklung durch das Gehänge ober Schleins hin verfolgen, hinab gegen den Inn, jenseits dessen sie dann bei starkem Zurücktreten der Quarzite gegenüber kalkig-sandigen Schiefen und Tonschiefern den Sattel bei Norberthöhe überschreiten und ober Nauders sich zum Schmalzkopf fortsetzen, wo wieder die Quarzite stark hervortreten. Gegen NO setzt sie sich einerseits an der Nordseite des Ulrichskopf ins Radurscheltal fort, streicht dann längs dem Frudigerjoch hin und ist noch bei Übersachsen, am Ausgang des Tösnertales festzustellen; anderseits schiebt sich über der sehr verschmälerten Quarzizone eine starke Folge von grauen Kalkschiefern am Ulrichskopf ein, über denen im Saderergraben nochmals quarzitishe Gesteine liegen; letztere verlieren sich gegen NO, bzw. setzen sich nur als Teilglieder der Bündnerkreidezone des Südrandes fort. Auch westlich von Nauders, inntalaufwärts bis Remüs, sind die quarzitishe Zone und die Bündnerkreidezone des Südrandes noch durch eine Zone von Kalkschiefern getrennt. Anderseits tritt auch im Südgehänge des Piz Mondin ein analoger Fazieswechsel ein, insofern die unmittelbar den Mondindiabas überlagernden Quarzite etc. nordöstlich von Cuolmen d'alp und ebenso die ähnlichen Gesteine des Piz Malmurainza am Südgehänge der Bergkette (Blaisch del painch, Plan d'ors usw.) in einförmige Kalkschiefer übergehen. Am Schmalzkopf erreichen die Quarzite also ein Maximum, indem sie nach oben bis zur südlichen Randzone und auch noch tiefer als zu beiden Seiten übergreifen, ebenso setzt am Mondin diese Fazies schon besonders tief ein. Das Verbindungsglied der ganzen Fazieszone bilden im Raume Schmalzkopf-Muttler hauptsächlich die starken Tonschieferzüge, welche vom Südkamm des Muttler über Schleins (Tea nova), die Norberthöhe und das Labaunertal bis zum Schmalzkopf sich durchgehends verfolgen lassen. Weiterhin nach NO verlieren sie sich gänzlich.

Die Zone der Quarzite überschreitet am Kamm Muttler-Mondin den Scheitel der Wölbung und streicht im Nordschenkel nach Val Sampuoir hinab. Die Quarzite machen hier immer mehr sandig-kalkigen Schiefen Platz, deren Ausstreichen sich dann über Spissermühl, Spiß, das Kreuzjoch und den Hahntenn bis ins Stubental verfolgen läßt.

In diesem Teil wird die hier sonst wenig auffällige Zone deutlicher durch die Einlagerung von Quarzbreccien, welche über die ganze Erstreckung vom Hahntenn bis Val Sampuoir zu verfolgen sind. Im oberen Teil dieses Tals treten an ihrer Stelle kalkige Breccien genau vom Habitus der Bündnerkreide (Alp bella etc.) im selben Zuge auf (Munt da Sterls und rechtes Talgehänge bis Plan god nair) und am Grat Muttler-Mondin und dessen Südauslegern sind an zahlreichen Stellen Bänke feiner und gröberer kalkiger Breccien von ähnlichem Typus den quarzistischen Gesteinen zwischengeschaltet (Cuolmen d'alp, Saletzjoch¹⁾, Amblannas, Muttler-Ostgrat, Parai naira). In jener am Kamm des Parai naira sind selten auch kleine schwarze Crinoidenstielglieder zu erkennen. In der tirolischen Fortsetzung sind sie seltener; hierher zu stellen ist eine solche Breccienbank an der Nordseite des Schmalzkopfes.

Der Zug der Quarzbreccien und Quarzite etc. wird im Nordschenkel von einer ebenfalls weithin beständigen Gesteinszone überlagert: nämlich jener Zone von Tüpfelschiefen, welche zusammenhängend vom Stubental (Kadratschtal) über Kreuzjoch-Spiß bis zum Muttler — dessen Spitze aus ihnen besteht — und unter der Stammerspitze durch ins Val sinistra zieht.

Der N fallenden Tüpfelschieferfolge am Stammer entsprechen im Val sinistra im Südflügel die Tüpfelkalke und Schiefer, welche an der Westseite des Piz Arina von der Alpe Pradatsch bis Manas hin ausstreichen. Ihre Mächtigkeit ist eine wesentlich geringere als jene am Stammer und Muttler. Sie werden neuerlich von einer Serie quarzreicher Schichten überlagert, welche als sandige Schiefer und als quarzreiche Breccien besonders am Piz Arina stark entwickelt sind, sich aber noch weiter über Plaiazan und an den Gehängen ober Schleins hin bis Pragronnd verfolgen lassen und hier vielfach noch von einzelnen Tüpfelschieferlagen von geringer Mächtigkeit und oft wenig deutlicher Ausprägung begleitet sind; demselben Niveau entspricht östlich des Inn dann noch die quarzreiche Breccie am Lochschrofen (Landesgrenze); weiter läßt sich die Zone nicht verfolgen. Eine etwas höhere Lage im Schichtsystem dürfte den weiter nordöstlich im Südschenkel gefundenen Tüpfelschiefervorkommen zukommen, jenes im Saderergraben, besonders aber die stärker entfalteten Tüpfelschiefer des Tösnertales (Malzkopf, Stafelleralm).

Die im Nordschenkel nordöstlich des Stubentals noch gefundenen vereinzelt Vorkommen von Morrlealm, Tschupbach, Galmötz dürften ziemlich genau in den gleichen Horizont fallen wie die Hauptzone (Stubental etc.).

¹⁾ Hier neben kalkigen auch eine Bank von Quarzbreccien.

Bei dem Mangel des Zusammenhanges der verschiedenen kleinen Vorkommen kann im Südflügel von einer Haupttüpfelschieferzone nicht gesprochen werden; sie verteilen sich über verschiedene Niveaus. Auch im Nordflügel liegen außerhalb der Hauptzone noch die Tüpfelschiefer am Ostgrat des Schalkkopfes, nahe unter der Basis des Mondin-Diabas und eine Bank von Tüpfelschieferkalk, in dem schmalen Bündnerschieferlager, welches den Diabas des Mot Mondin unterlagert und von der Hauptmasse des Mondin-Diabas abtrennt. Diese beiden sind die stratigraphisch tiefstliegenden Vorkommen solcher Schiefer. Solche treten also zwar in sehr verschiedenen Höhenlagen auf, bilden aber in ihrer Hauptzone (Stubental—Stammer—Arina) einen guten Leithorizont.

Es wurde bereits im Vorhergehenden auf verschiedene Breccien, als der dritten der stratigraphisch besonders verwendbaren Gesteinsarten hingewiesen.

Sie sind im tieferen Teil mehr sporadisch verteilt und erreichen ihre Hauptentfaltung in den oberen Zonen.

In den basalen Regionen sind an verschiedenen Orten kleine, wenig ausgedehnte Lager von kalkigen Breccien eingeschaltet, welche sich nur teilweise durch eine stärkere Kristallinität von den crinoidenfreien Bänken der hangenden Breccienzonen unterscheiden.

Das tiefste bisher bekannt gewordene Vorkommen steht an der linken Seite des Fernertobels am Quersteig in 2200 *m* Höhe, noch ungefähr 500 *m* unter der Basis der hier flachliegenden Diabasdecke des Schalkkopf-Mondin an und kommt etwas höher oben auf dem Ostgrat des Schalkkopfes wieder zum Vorschein. Unmittelbar über dem Mondin-Diabas in den Hängen der Ruina cotschna gegen Sampuoir stehen Bänke an, welche man makroskopisch für Crinoidenkalk ansehen möchte, nach der Schliiffuntersuchung scheint es sich aber eher um Tüpfelkalk zu handeln, also die untersten Lagen der großen Tüpfelschieferzone Muttler—Spieß.

Höher als die Fernertobelbreccie, nämlich zwischen den Grünschieferlagern der Finstermünz, steckt eine Linse kalkiger Breccie in den Felsgehängen an der Nordwestseite der Fluchtwand und ebenso wird das dritte Grünschieferniveau, jenes am Stillebach (oberhalb der Mündung des Labaunerbaches) von einem nahe benachbarten Breccienvorkommen am Abhange des Seleskopfes begleitet. Dieses letztere enthält bereits Spuren von Crinoidenstielgliedern.

Hier wären weiter dann die schon erwähnten zahlreichen, aber auch stets einzeln gestellten und gering mächtigen kalkigen Breccien in der Quarzitzzone aufzuführen.

Über dem unteren Teilzug der quarzitischen Zone im Südschenkel liegen die gleichgearteten kalkigen Breccien, welche den Breithaslachgraben (zwischen Tösner- und Stalanzertal) durchqueren. Über ihnen lagern die Tüpfelschiefer der Stafelleralm und erst über diesen reihen sich dann die Crinoidenkalk und Breccien des Südrandes ein.

Die Zone von Crinoidenkalken und Breccien, welche den Südrand vom Kauertal bis zur Landesgrenze und noch weiterhin ins Unterengadin begleitet, bildet ähnlich wie die Tüpfelschieferzone einen

stellenweise mehrere hundert Meter mächtigen Schichtzug, in dem neben verschiedenen Kalkschiefern, Tonschiefern, Quarziten und quarzitischen Kalken jene crinoidenführenden Gesteine in einzelnen weit-hinstreichenden Lagern eingeschaltet sind.

Dazu kommen im Nauderer Gebiet dann noch Einschaltungen bedeutender diabasischer Lager.

Die Einordnung der crinoidenführenden Gesteinslager ist keine gleichbleibende. In dem mehrere hundert Meter mächtigen Komplex Schmalzkopf—Sadererjoch—Suntawa liegen zu unterst die mächtigen Quarzite und Tonschiefer des Schmalzkopfes, darüber ein paar schwächere Breccienzüge wechselnd mit Quarzit, dann sandig-kalkige Schiefer; Diabas; dann Crinoidenkalk und Breccie; Diabas; Kalkschiefer; Diabas und zu oberst wieder kalkig-sandige Schichten und Tonschiefer.

In den Felswänden südlich ober den Pfundser Tscheywiesen folgen über den untersten wenigen und sehr feinkörnigen Breccienbänken quarzitisches Kalke, dann eine Menge von Kalkschiefern und Kalken, dann wieder ein Zug von Crinoidenkalken mit Breccie und darüber eine mächtige Folge von Tonschiefern und Quarziten mit einzelnen Crinoidenkalkbänken oder Breccienbänken und im Hangenden abermals Kalkschiefer. Die ganze Folge ist etwa 500 m mächtig.

In der Strecke von der Bergleralm (Tösnertal) bis zur Stalanzeralm ist die Zone der Crinoidenkalken, welche hier durch einen Zug von bunten Schiefern von den tieferen Teilen der grauen Bündnerschiefer abgetrennt ist, nur als schmaler Saum und ohne deutliche Crinoidenkalken etc. entwickelt und nur dunkelgraue dichte, blaugrau anwitternde Kalke lassen als charakteristische Vertreter diese Zone die Fortsetzung jener sehr wahrscheinlich machen. Von der Stalanzeralm nordöstlich setzen dann wieder typische crinoidenhaltige Bänke ein. An der Nordseite des Schlanderskopfes gegen die Fendleralm liegt über den bunten Schiefern zunächst Quarzit, gleich denen vom Schmalzkopfe und darüber zwei je ein paar Meter mächtige Lager von Crinoidenkalk und Breccie, getrennt durch Kalkschiefer und Tonschiefer und überlagert von Kalkschiefer.

Jenseits der weiten Schuttüberdeckung im Bereiche der Fendleralmweiden taucht sie in noch geringerer Mächtigkeit, aber typischer Gesteinstracht am NW-Kamm des Mathankopfes zwischen Gneis und buntem Schiefer wieder auf und ist undeutlich und schlecht abgeschlossen noch bis zum Faggenbach hinab zu verfolgen.

Von der Landesgrenze gegen SW setzen sich die besonders gut entwickelten crinoidenführenden Gesteine von Riatschhof usw. durch die Waldregion an der rechten Flanke des Inntals fort bis Raschwella, wo sie den Inn erreichen. Die hier schon stark sandigen Crinoidenkalken leiten einen raschen Fazieswechsel ein, insofern jenseits des Inn dann bei P. 1113, nahe Saraplana, neben kieseligen Kalken und wenigen kalkigen Breccien vom Bündnerkreidetypus, vor allem quarzreiche Breccien entwickelt sind, lithologisch ganz jener vom Lochschrofen und Piz Arina gleichend. Sie setzen sich über den Fortezzasattel gegen SW fort.

In der Nordzone fehlt im Hangenden des geschlossenen Profils der grauen Bündnerschiefer, d. h. unterhalb der inneren Zone bunter Schiefer und ihrer Fortsetzung in den Triasschollen Munschuns-Chè' d'mott-Stammer die crinoidenreiche Serie. Über der Tüpfelschieferzone und dem stellenweise noch unmittelbar darüber lagernden Breccienhorizont (Gamsbleiskopf) lagert im unteren Samnaun- und Stubental noch ein mächtiges Stockwerk von Kalkschiefern und Kalken, beziehungsweise Kalkglimmerschiefer im Osten und über diesen folgt dann gleich die innerste Zone bunter Schiefer; weiter westlich am Stammer aber reicht die Tüpfelschieferzone bis zur Triasscholle hinauf.

Am Schafberg im Stubental (zwischen Kadratsch und Masnertal), dann am Lazidkamm und weniger deutlich am Riesenkopf (Lafaiersch) ist an der Grenze gegen die bunten Schiefer eine starke Anreicherung von schwarzen Tonschiefern zu bemerken, durch welche scheinbar ein Übergang zu den bunten Schiefeln hergestellt wird. Am Schafberg findet man in diesen Tonschiefern auch einzelne Lagen von Tüpfelschiefern als ein oberstes, vereinzelt Vorkommen im Nordschenkel, außerdem Lagen von sandsteinfeinen Breccien, welche den Eindruck eines Übergangs zu den bunten Schiefeln noch verstärken.

Jedenfalls ist an dieser Grenze vom Frudigerkamm bis gegen Serfaus die Abgrenzung beider eine solche, daß man eher an einen primären Zusammenhang als an eine tektonische Scheidung zu denken geneigt ist.

Auch am Beutelbach, unterhalb Serfauserfeld, ist nochmals die Zone schwarzer Tonschiefer an der besagten Stelle deutlich entwickelt.

Die Crinoidenbreccien und Kalke treten dann aber ober dieser Zone bunter Schiefer, beziehungsweise ober der Triasschollenlinie Stammer-Munschuns in den bunten Schiefeln und anderen Formationen zwischengeschalteten Kalkzügen in typischer Entwicklung auf.

Der innerste Zug, jener des Piz Ott—Munt da Cherns—Fließberg—Frudigerkopf, enthält in seinem westlichen Teile zahlreiche sehr charakteristische derartige Breccienlagen, z. B. besonders schön in Inner Salas; sie vermindern sich gegen Osten hin an Menge und Deutlichkeit, sind aber allenthalben noch zu finden (am Fließberg von besonders heller Farbe und mit sehr kleinen Crinoidenstielgliedern). Die crinoidenhältigen Bänke enden auf der Fließeralm, am Frudigerkopf sind noch Breccienbänke zu finden, aber auch diese verlieren sich weiter gegen Osten hin im Stubental.

Ein nördlicher Kalkzug zeigt auf der Alp bella besonders schön die Entwicklung als Crinoidenkalke und Breccien, mit guter Mikrofauna — es ist das von Paulcke entdeckte und mehrfach erwähnte Vorkommen von Bündnerkreide — und setzt sich über den Malfragkamm ins tirolische Gebiet hinein ununterbrochen fort, verringert aber gegen Osten hin seine charakteristische Ausbildung und endet im NO-Eck der Fließeralm.

In der Kalkzone, welche — vielleicht als Fortsetzung jener des Frudigerkopfes — den Kamm des Pezidkopfes bildet und weiterhin den Lazidkamm überquert, fand ich nur noch am Westende

des Kammes (Westabfall desselben) ein Bänkchen von Breccie. Im übrigen sind es hellgraue bis dunkelgraue Kalke mit gelblicher, rauher oder knaueriger Anwitterungsfläche in denen nicht selten Knoten von Haselnuß- bis Wallnußgröße stecken, welche aus grobspätigem Kalzit bestehen und seitlich allmählich mit der weniger kristallinen, oft etwas quarzitischen Kalklage verfließen: möglicherweise Reste von Fossilien?

Die grauen Bündnerschiefer welche im Gebiete nordostwärts von Serfaus bis zum Kaunertal, in bedeutender Mächtigkeit eingeschaltet zwischen bunte Bündnerschiefer und Verrucano auftreten, enthalten weder Breccienlagen noch Crinoidenstielglieder. Es sind graue Kalke und Kalkschiefer, teilweise auch noch Kalkglimmerschiefer mit Tonschieferzwischenlagen. Letztere erreichen in dem Komplex zwischen Burgschrofen und Kauns sowie jenem nördlich von Falpaus die Oberhand; schwarze oder silbergraue Tonschiefer, stellenweise auch mit graphitischen Lagen, wechselnd mit Kalktonschiefern und halbkristallinen Kalkschiefern oder auch Kalkglimmerschiefern bilden Zonen, welche den „tonschieferreichen Zonen“ der Finstermünzer Gegend gleichen oder auch den tonschieferreichen Tüpfelschieferzonen wie auf der Tösnalpe. Letzterer Vergleich erhält dadurch eine Bekräftigung, daß im Leitenwald in dem östlich des Burgschrofens abwärts ziehenden Graben tatsächlich ein kleines verrutschtes Vorkommen von deutlichen Tüpfelschiefern aufgefunden wurde.

c) Alter und Vergleich mit Nachbargebieten.

Den Ausgangspunkt für die Bestimmung des Alters der „grauen Bündnerschiefer“ bilden die Foraminiferen in den crinoidenführenden Kalken und Breccien des westlichen Teiles: Durch die in ihnen enthaltenen Orbitulinen konnte Paulcke das kretazische Alter derselben feststellen. Solche orbitulinenführende Crinoidenkalke sind auch jene auf der Alp bella¹⁾ so daß zunächst der davon gegen Osten weiterstreichende Zug der Kreideformation zugerechnet werden muß. Wie schon oben bemerkt wurde, konnten im Südflügel beim Sadererjoch gleiche Foraminiferenkalke aufgefunden werden, aber ohne daß es bisher gelungen wäre, in ihnen auch die altersbestimmenden Orbitulinen sicher festzustellen. In den demselben Zuge angehörenden Quarzbreccien bei Saraplana fand W. Schiller Lithodamnien.

Die makroskopische Gesteinstracht sowohl der crinoidenhaltigen kalkigen Breccien wie der Crinoidenkalke in dem Zuge von Raschwella über Sadererjoch bis Fendleralm entspricht genau den kretazischen Gesteinen von der Alp bella, Piz Tasna und den anderen westlichen Fundplätzen.

Paulcke faßte diesen Komplex von crinoidenführenden Kalken und Breccien als Bündnerkreide zusammen und machte bereits auf die Übereinstimmung mit der Tristelbreccie des Rhätikon aufmerksam. Die Gesteine der Zone der Tristelbreccie stimmen makro- und mikroskopisch mit der Bündnerkreide des Samnaun überein,

¹⁾ In den Kreidekalken der Alp bella fand ich auch eine kleine *Lima spec. ind.*

enthalten eine reiche Mikrofauna und auch Crinoidenstielglieder, nur sind sie nicht metamorph. Auch die Tristelbreccie ist (bei Tristel) mit Quarziten eng vergesellschaftet.

Ähnlich wie im tirolischen Gebiete sind auch im Samnaun-Fimberbereich alle Übergänge von Crinoidenkalken bis zu (crinoidenarmen oder -freien) Breccien vorhanden, in denen das dunkelgraue, dichte, kalkige Zement an Menge gegenüber den eingeschlossenen Fragmenten zurücktritt; die weißen Glimmerblättchen bleiben beiden gemeinsam.

Daneben erscheinen im westlichen Gebiete Breccien, welche neben der obigen charakteristischen Zusammensetzung Quarz in steigender Menge enthalten, teils fein verteilt, vor allem aber als eingeschlossene gröbere Körner (Geschiebe), ein ähnlicher Fazieswechsel, wie er oben vom Südrand bei Raschwella-Saraplana schon erwähnt wurde.

Derartige Breccien sind von Paulcke als Rozbreccie — nach ihrem Vorkommen am Piz Roz — beschrieben und auf Grund eines *Orbitoides*-Fundes an diesem Berge als Tertiär bestimmt worden. Am Piz Minschuns (und wohl auch anderwärts im westlichen Gebiet) kommen Ausbildungen dieser Breccie vor, welche fast reine, sehr grobkörnige Quarzbreccien mit geringen Beimengungen kalkiger oder toniger Einschlüsse darstellen (quarzitische Rozbreccie).

In dem Profil von Clünas ober Fetan liegen über dem Gneis zuerst die typischen dunklen Crinoidenkalken und Breccien der Bündnerkreide, wie sie oben beschrieben wurden und über ihnen in engem Verband mit Quarziten Rozbreccie, welche hier infolge ihrer feineren sandigen Beschaffenheit den Quarzbreccien und Sandsteinen am Piz Arina und Kreuzjoch ähnlich sieht. Auch am Piz Minschuns sind Quarzite, Rozbreccie und crinoidenhaltige, dunkelgraue, dichte quarzitisches Kalk gleich denen der Bündnerkreide auf das engste vergesellschaftet.

Makroskopisch ist die Rozbreccie durch alle Übergänge mit der Breccie der Bündnerkreide verbunden und überhaupt nur in den quarzreicheren Abarten von ihr verschieden. Aus einer solchen stammt der *Orbitoides* vom Piz Roz. Sofern dieses Fossil überhaupt als Tertiär bestimmt werden kann (*Orthophragma*? siehe Schubert, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1910), so scheinen hier Kreide und Alttertiär eng miteinander verbunden oder es gibt auch kretazische Rozbreccie; in den groben, in Konglomerate übergehenden Ausbildungen der Rozbreccie, welche am Piz Minschuns anstehen und von Paulcke Minschunsbreccie benannt wurden, sind bereits Fragmente der Bündnerkreide eingeschlossen.

Die quarzreicheren Rozbreccien nähern sich auch stark den analogen Breccien in den „bunten Bündnerschiefern“ und sind diesen auch im Schliff sehr ähnlich.

Breccienbänke vom Habitus der Tristelbreccie und der Bündnerkreide enthalten auch die Kreideschichten der Lechtaleralpen¹⁾.

¹⁾ Über die von Ampferer entdeckte Kreide der Lechtaleralpen siehe im „Querschnitt“ den Abschnitt über die Lechtaleralpen und Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1910, Nr. 2; sein reiches Schliffmaterial konnte ich zum Vergleich benützen.

Mikroskopisch entsprechen sie meist den quarzreicheren Lagen in der Bündnerkreide und werden dadurch oft der Rozbreccie lithologisch sehr ähnlich. Das auch bei zahlreichen Quarzeinschlüssen in der Regel kalkige Zement unterscheidet sie von Breccien der bunten Bündnerschiefer, doch kommen untergeordnet auch Lagen mit quarzreichem Zement vor. Eine Umkristallisation wie bei den Bündnerschiefern, beobachtete ich in den Lechtaler Gesteinen nirgends, nur zahlreiche neue Kalzitadern und oft auch jüngere Kalzitumrundungen der eingeschlossenen Fragmente. Sie enthalten als Einschlüsse oft Quarzsandstein mit kalkigem Bindemittel, welcher auch selbständig als Schichtglied in der Serie auftritt. Die Lechtalbreccien sind auch im allgemeinen arm an Mikrofossilien, doch sind von Ampferer mehrfach orbitulinenreiche Bänke darin gefunden worden. Crinoidenstiellieder sind allenthalben darin zu finden.

Die Breccienbänke in den basalen Teilen der grauen Schiefer gleichen völlig jenen der „Bündnerkreide“. Am Seleskopf enthalten sie auch Reste von Crinoidenstielliedern¹⁾. Sie sind meistens mehr kristallinisch. Die quarzhaltige Breccie am Kreuzjoch sieht stark den quarzitischen Rozbreccien des P. Minschuns ähnlich.

Ein anderer Horizont, welcher Vergleiche mit benachbarten Gebieten ermöglicht, sind die Tüpfelschiefer.

Gesteine vollkommen gleicher Art kommen mehrfach in den Bündnerschiefern von Innergraubünden vor. An der Straße ins Valsertal (südlich Ilanz) sind solche zwischen St. Martin und Lunschania in der Übergangszone der grauen Kalkphyllite (von St. Martin) in die Kalkglimmerschiefer, welche nördlich Lunschania anstehen, also in der Grenzzone zwischen Rothpletz's paläozoischen und liasischen Schiefer, während Heim bekanntlich beide als unterjurassisch bezeichnet.

Tüpfelschiefer fand ich ferner in der Via mala, am Beginn des oberen Teiles der Schlucht; die Bündnerschiefer dieser Schlucht sind im ganzen lithologisch der Serie im unteren Samnaun entsprechend und enthalten auch Breccien, welche C. Schmidt²⁾ für identisch erklärt mit der Serie der Tristelbreccie bei Küblis im Prätigau. Er fand auch Foraminiferenreste in ihnen. G. Steinmann stellt die Viamalaschiefer zum Oligocänflysch; F. Zyndel³⁾ hält sie für vorwiegend jurassisch.

Ebenso enthalten die Bündnerschiefer auf der Stutzalm ober Splügen zahlreiche Lagen kristallinischer Tüpfelkalke, denen an der Straße gegenüber Spissermühl oder im Stubental gleichend. (Weiße feinkristalline Kalzitgrundmasse mit den grauen Tüpfeln.) Es hat den Anschein, als ob unter den Tüpfeln auch kleine dunkle Crinoiden-

¹⁾ Die Breccie im Fernertobel enthält auch vereinzelte Foraminiferen, nach freundlicher Bestimmung von Dr. R. Schubert *Miliola (Triloculina)*. Auch in der Breccienbank nahe Cuolmen d'alp beobachtete ich vereinzelte Reste von solchen.

²⁾ C. Schmidt, Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizer Alpen. Ecl. geol. Helvetiae. IX. Bd. 1906, S. 573.

³⁾ F. Zyndel, Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beiträge zur. geol. Karte d. Schweiz. Neue Folge, 41. Lieferung 1912.

stielglieder sich befänden¹⁾. Neben den Tüpfelschiefern enthält die Serie der Stutzalm auch Breccienbänke gleicher Art wie jene der basalen Bündnerschiefer im Innggebiet und ähnlich der Tristelbreccie. Welter²⁾ fand ebenfalls solche Breccien am angrenzenden Löchli-berg und stellt sie denen der Viamala und von Tristel gleich.

Im Tal von St. Antönien im Prätigau erscheinen in den Bündnerschiefern Tüpfelschiefer an der Straße nördlich von Pany und in der Talenge unterhalb St. Antönien. Sie werden bei Pany von Breccienbänken gleicher Art wie die Tristelbreccie begleitet, mit Echinodermenresten, Foraminiferen und Bryozoen, wie dies bereits C. Schmidt³⁾ feststellte. Die Tüpfelschiefer sind einem Zug von sehr schwach oder gar nicht metamorphen Kalken und Tonschiefern nebst Breccienbänken eingeschaltet und sind zum Teil ganz jenen des Samnaun gleich, im allgemeinen sind die Tüpfel aber hier kleiner. In dem mehr aus tonigen Gesteinen zusammengesetzten Schieferzug unterhalb St. Antönien findet man auf denselben Platten, welche die (mittelgroßen) Tüpfel tragen, auch Algenreste, welche den Bildern von *Phycopcis arbuscula* entsprechen. Schmidt fand in dem Schieferzug nördlich Pany ebenfalls Chondriten⁴⁾.

Die Tüpfelschiefer von Pany werden von Seidlitz⁵⁾ unter dem Namen „Knötchenschiefer“ angeführt und auf ihre Ähnlichkeit mit ähnlich struierten Lagen in den Globigerinenschiefern des Partnunsees hingewiesen, ein Vergleich der auch von Bruno Sander⁶⁾ bestätigt wurde. Ich konnte mich ebenfalls an Ort und Stelle von der Übereinstimmung mit den kleintüpfeligen Lagen der Tüpfelschieferzone von Pany überzeugen.

Bei mikroskopischer Untersuchung stimmen die Tüpfelschiefer des Hinterrheingebietes ganz mit den stark umkristallisierten Lagen des Samnaun und Stubentales überein, die brecciöse Struktur ist dadurch verwischt, die „Quarzgrundmasse“ tritt ganz zurück. In einem Schliff aus dem Tüpfelschiefer der Via mala waren in einzelnen

¹⁾ Auch die Tüpfelkalke, welche ober Pfandshof (Sampnoir) über dem Mondindias liegen, erwecken makroskopisch den Verdacht, solche Stielglieder zu enthalten. Im Dünnschliff läßt sich aber nichts von einer Gitterstruktur mehr erkennen und entsprechen die dunklen Partien auch nicht einzelnen runden großen Kalziten, wie dies sonst in Crinoidenkalken zu sehen ist. Es dürfte sich also eher um eine durch die hohe Kristallinität verursachte Täuschung handeln, wie sie auch bei der Breccie im Fernertobel auf gleiche Weise zustande kommt, ohne unter dem Mikroskop Bestätigung zu finden. Die Möglichkeit von Crinoiden in den Tüpfelschiefern ist deswegen keineswegs von der Hand zu weisen.

²⁾ O. Welter, Stratigraphie und Bau der Alpen zwischen Hinterrhein und Safiental. Ecl. geol. Helvetiae. X. Bd. 1909, S. 811.

³⁾ C. Schmidt, Über das Alter der Bündnerschiefer im nordöstlichen Graubünden. Berichte der oberrheinischen geol. Ver. 35. Vers. Freiburg i. Br. 1902, S. 1.

⁴⁾ Im Dünnschliff der Tüpfelschiefer von Pany sieht man in Menge feine, manchmal auch verzweigte, aus Kalzit zusammengesetzte Stäbchen, bzw. Röhren, welche wohl als Algenreste anzusprechen sind. Eine engere Beziehung zwischen ihnen und den Tüpfeln ist nicht ersichtlich.

⁵⁾ W. v. Seidlitz, Geologische Untersuchungen im östlichen Rhätikon. Bericht d. naturf. Ges. z. Freiburg i. Br. Bd. XVI. 1906, S. 50 und 52.

⁶⁾ B. Sander, Zum Vergleich zwischen Tuxer- und Prätigauer-Serien. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1911, S. 339.

Tüpfeln kreisrunde, lichte Körperchen noch zu erkennen, analog den Radiolarien im Gestein der Stammerbasis.

Dagegen zeigen die Tüpfelgesteine des Antöniertals nichts von dieser Struktur im Schliff: Im Globigerinenschiefer von Partnun entsprechen den Knötchen besonders feinkrümelige, dunkel erscheinende Partien der Gesteinsmasse, welche an manchen Stellen den ganzen Zwischenraum zwischen den Foraminiferenschalen einnehmen, in anderen Lagen aber in isolierten rundlichen oder unregelmäßigen Flecken der sonst helleren und etwas grobkörnigeren Gesteinsmasse eingelagert sind. Manchmal werden sie randlich von Schalenscherben teilweise eingefasst. Deutlicher treten in einem Schliffe der Schiefer von Pany die Tüpfel in analoger Weise als länglichrunde, dichtere und dunklere Partien der sehr feinkörnigen (nicht metamorphen) Gesteinsmasse hervor, welche mehr Quarzkörnchen zu enthalten scheint als die Tüpfel. In anderen Schliffen sind sie wieder undeutlicher geformt; wo Fossilspuren erkennbar sind, sind die Tüpfel unabhängig davon. Bei den Tüpfelschiefern des Antöniertales könnte man eher an oolithische Bildungen denken (doch habe ich nichts von einer konzentrischen Struktur oder dergleichen gesehen). Schmidt spricht bei dem Schieferzug von Pany von oolithischen Kalken, womit wohl die Tüpfelschiefer gemeint sein dürften. Aus dem Vorkommen von *Phycopsis* in diesen Schiefen, der Ähnlichkeit mit den Globigerinenschiefern und der Begleitung durch tristelbreccie-ähnliche Bänke kann auf ein kretazisches Alter der Antönier Tüpfelschiefer geschlossen werden, was auch in Übereinstimmung damit steht, daß die auf Theobald's Karte als „kalkige Bündnerschiefer (sk)“ ausgeschiedenen Zonen, zu denen eben die Schiefer bei Pany und Antönien gehören, an der Casanna bei Klosters nach Seidlitz' Angabe Orbitulinen führen.

Die Tüpfelschiefer des Inntalgebietes können aber nach obigem Befunde ihrer Mikrostruktur nach jenen des Antöniertals nicht direkt gleichgestellt werden. Die Begleitung durch Breccien von der Tracht der Tristelbreccie ist auch im Inntalgebiete an mehreren Orten vorhanden. Beide kommen hier auch in tieferen Teilen der Bündnerschiefer vor (Ostgrat des Schalkkopfes).

Die Herleitung aus der Radiolarienkalkbreccie gewährt keinen sicheren Schluß auf das Alter, da außer den bekannten Radiolarienkalken des Jura auch schon aus dem Muschelkalk der Lischannagruppe von Schiller radiolarienhaltige Kieselkalke angeführt werden.

Andererseits spricht die petrographische Übereinstimmung der kalkigen Breccien in den basalen Schiefen mit jenen der Bündnerkreide stark für eine Altersangliederung. Der Breccienhorizont im Fernertobel liegt wenige hundert Meter über dem Kern der Schieferwölbung; von hier an aufwärts folgen in den verschiedensten Horizonten an zahlreichen Stellen eingeschaltete Lagen von Breccien (und Tüpfelschiefern) bis hinauf zur höheren Bündnerkreide.

Es spricht demnach viel Wahrscheinlichkeit dafür, daß zum mindesten der größere Teil der grauen Bündnerschiefer der Kreideformation zuzurechnen ist. Ob in den

tiefsten Teilen auch ältere Formationen vertreten sind, dafür liegen keine verlässlichen Anhaltspunkte vor. Der Zusammenhang mit den oberen ist durch keine erkennbare Grenze gestört — ebenso wie auch die Bündnerkreide im Hangenden mit den mittleren (Breccien und Tüpfelschiefer enthaltenden) Teilen der Schichtfolge durch allmählichen Übergang verbunden ist — die lithologische Gleichheit von Unterschieden der Metamorphose abgesehen, eine völlige. Einige stratigraphische Möglichkeiten, die ganze Serie betreffend, werden in einem späteren Kapitel erörtert werden.

Die lithologische Übereinstimmung der Inntaler grauen Bündnerschiefer mit jenen des mittleren Graubünden ist schon seit den ältesten Aufnahmen bekannt. Sie ist für die Gleichstellung beider der nächste Anhaltspunkt und wird durch die Gemeinsamkeit charakteristischer Horizonte, der Tüpfelschiefer und der Tristelbreccien, gestützt. Doch wird dadurch nicht eine vollständige Gleichsetzung des stratigraphischen Umfangs der ganzen Ablagerung gewährleistet und können selbst bei Gleichheit der faziellen Ausbildung diese einander nicht ohne weiteres in ihrem Alter gleichgesetzt werden. Zu dieser Vorsicht mahnt z. B. der Umstand, daß die durch Fossilfunde als liasisch bekannten Gesteine des Piz Mundaun bei Ilanz in ihrer Ausbildung als graue sandige Kalke, Quarzsandsteine mit kalkig-quarzigen brecciösen Bänken, weißen kristallinen Kalktonschiefen und schwarzen, oft metallisch angelaufenen Tonschiefern, ganz analog der Serie vom Schmalzkopfe ist, welche letztere aber in engstem Verband mit der Bündnerkreide steht.

Es wurden bereits oben ein paar fazielle Gleichstellungen von innerbündnerischen und inntalerischen Komplexen gegeben, auf Grund eigener Besichtigung. Als weitere solche Parallelen seien angeführt:

Die in der Klus zwischen Landquart und Seewies (Bahnhof) so prächtig aufgeschlossene Kalkserie entspricht lithologisch völlig den Kalken in der Stillebachschlucht (Finstermünzstraße). Gegen das Dorf Seewies hinauf folgen sandige Schichten, sehr ähnlich denen der Norberthöhe bei Nauders. Am Weg von dort nach Ganey durchschreitet man eine Serie, die jener an der neuen Samnaunerstraße oder zwischen der Norberthöhe und Martinsbruck ähnlich ist. Unter Cavadurli begegnet man bereits einer Breccie, welche denen der Finstermünz — Nauderergegend entspricht (kalkig, gelbe Dolomiteinschlüsse, weiße Glimmerblättchen), nur ist sie zum Teil grobbrecciös und enthält dann Stücke kristalliner Gesteine, was dort nicht beobachtet wurde.

In dem schönen Profil, welches die Straße von Ilanz nach Vals Platz eröffnet, stehen im obersten Teil der Schlucht Kalkglimmerschiefer an und marmorisierte glimmerarme Kalke, in welche bei Buccarischuna Grünschiefer eingelagert sind. Nördlich davon mengen sich graue Kalkphyllite, graue halbkristalline Kalke und phyllitische Schiefer mit hochkristallinen Kalkglimmerschiefern. Von Lunschania abwärts, nördlich des letzten größeren Kalkglimmerschieferzuges, streichen dann die Tüpfelschiefer durch. Die Kalkglimmerschiefer entsprechen lithologisch denen der Pfundsergegend, erreichen aber teilweise eine Höhe der Kristallinität, die im Inntal kaum vor-

kommt, besonders in den glimmerarmen Formen, wie auch so ton-, bzw. glimmerarme Arten im Inntalergebiet kaum auftreten. Von den Tüpfelschiefern nordwärts bis Tersnaus folgt ein Komplex grauer Kalkphyllite und Tonschiefer, im südlichen Teil noch als glimmerreiche Phyllite entwickelt, eine Serie, die etwa denen am Eingang ins Kaunertal ähnlich ist. Den Valsergesteinen eigen ist der im tirolischen nicht beobachtete häufige Pyritgehalt. Im Gebiet Tersnaus-Furt scheint ein Übergang zu der Mundaunserie einzutreten, von der die beschriebene Schichtfolge sonst deutlich unterschieden ist. Die höherkristallinen südlichen Teile und die Kalkphyllitregion sind durch Wechsellagerung miteinander verbunden, insofern schon im Gebiete von Lunschania zwischen den Kalkglimmerschiefern Züge weniger kristalliner Kalke, Kalkphyllite etc. eintreten, so daß meines Erachtens hier eine allenfallsige Grenze zwischen paläozoischen und mesozoischen Schiefen eine künstliche wäre.

Die bereits oben zum Vergleich herangezogene Kreide der Lechtaleralpen hat mit den Bündnerschiefern die erwähnten Breccien gemeinsam. Außerdem treten in ihnen, wie ich z. B. am Kaiserjoch und am Zürsersee beobachten konnte, kieselige Kalke und Quarzite auf von ganz gleicher Beschaffenheit wie am Schmalzkopfe etc., grau, bräunlich, rauh anwitternd, fein zuckerkörnig, manchmal mit kleinen, schwarzen Crinoidenstielgliedern; sie gehen stellenweise in feine Breccien über und sind begleitet von kalkigen und tonig-kalkigen Bänken und Tonschiefern, ähnlich wie im Bündnerschiefergebiet. Im übrigen unterscheidet sich die Lechtalerserie durch das starke Überwiegen der Tonschiefer, welche am ehesten mit den Fucoidenschiefern unseres Gebietes verglichen werden können. Allerdings kann möglicherweise der Unterschied gegenüber den anderen Tonschiefern der Bündnerschiefer nur durch die Metamorphose entstanden sein. Die mit Breccien und quarzitisches Gesteinen ausgestatteten Zonen entsprechen lithologisch der Schichtgruppe: Kreide der Alp bella oder von Clünas samt den begleitenden Flyschschiefern.

Bunte Bündnerschiefer.

a) Petrographische Beschreibung und Verbreitung.

Der Nordabfall der Bündnerschieferwölbung ist vom Samnaun bis zum Kaunertal ausgezeichnet durch das Auftreten einer Schieferserie, welche sich durch ihren Reichtum an kalkig-tonigen, sandigen und grobklastischen Sedimenten und die Dünnschieferigkeit der kalkigen Teile sowie durch ihre Färbung leicht kenntlich von den anderen kalkigen Bündnerschiefern abhebt. Sie durchziehen das Gebiet in zwei Zonen, deren südliche oft in mehrere kleine Zonen gespalten ist.

Ich verwende für dieselben den Namen „bunte Bündnerschiefer“. Von Theobald und Gümbel wurde dieser Name in einem weiteren Sinne gebraucht, insofern sie auch die verschiedenen Eruptivgesteine miteinbezogen. In dem engeren Sinne wie hier be-

nützen ihn W. Schiller und G. Dyrenfurth. Wenn auch die Farben dieser Schiefer keine lebhaften sind, so erscheinen sie doch im Verhältnis zu dem eintönigen Grau der basalen Bündnerschiefer oder dem Gelbgrau der Kreidekalke abwechslungsreicher und deutlich verschieden. Andererseits ist eine derart allgemeine Benennung bei der Unsicherheit der stratigraphischen Einstellung einem bestimmten Formationsnamen vorzuziehen.

Die Ablagerungen dieser Serie sind fast durchwegs mehr oder weniger kalkhaltig — vielfach eigentliche Kalkgesteine. Dagegen treten Ablagerungen, welche ganz oder überwiegend aus Quarz zusammengesetzt sind, an Ausdehnung und Mächtigkeit ganz zurück und ebenso sind rein tonige Gesteine selten. Fast alle Schiefer dieser Serie brausen mit *HCl* auf.

In allen Teilen ihrer Erstreckung sind Zeichen der Umkristallisierung zu beobachten. Sie ist im westlichen Teile am geringsten und verschwindet hier an vielen Gesteinsarten gänzlich, gegen Osten hin nimmt sie zu: Zunahme des Serizitgehaltes, Umwandlung des dichten grauen Kalkes in weiße kalzitische Aggregate. Im nördlichen und in den südlichen Schieferzügen ist dies gleicherweise entwickelt, doch ist in den südlichen inneren Schieferzonen im allgemeinen die Metamorphose um ein geringes stärker: die am stärksten umgewandelten Bereiche dementsprechend bei Fendels.

Die Serie entfaltet eine große Mannigfaltigkeit in Gesteinsunterarten, in Schwankungen der Farbe, der prozentischen Zusammensetzung, des Grades der Metamorphose und der Klastizität. Die Arten wechseln oftmals in horizontaler und vertikaler Richtung, sind aber durch Übergänge und Wechsellagerung so eng miteinander verknüpft, daß eine weitere Aufteilung in petrographisch selbständige Komplexe oder Gesteinszüge kaum durchführbar ist. Dagegen heben sie sich als Ganzes fast immer deutlich von den anderen Schichtgruppen ab ¹⁾.

¹⁾ Das Zusammengehen von Serpentin und bunten Bündnerschiefern in der Gegend Schuls—Ardetz hat die Frage erweckt, ob die letzteren nicht Kontaktbildungen des Serpentin sein, wie dies z. B. Studer und Theobald annehmen. Für den tirolischen Teil und die hier gegebene Definition der bunten Schiefer ist eine derartige Deutung ausgeschlossen, wie ohne weiteres aus der nachfolgenden Gesteinsbeschreibung der Serie, dem Fehlen des Serpentin in nahezu dem ganzen Bereiche und der Seltenheit anderer basischer Eruptiva im Verhältnis zur Mächtigkeit und weiten Ausbreitung der bunten Schiefer erhellt (abgesehen davon, daß letztere Eruptiva meines Erachtens syngenetisch mit den Schiefen sind). Die bunten Schiefer bei Sent—Schuls—Ardetz gehören, soweit ich zum kleineren Teil aus eigenen Beobachtungen, zum größeren aus der Literatur entnehme, derselben Gesteinsserie an. Sie können vielleicht durch das Eindringen des Serpentin, welcher hier aus tektonischen Ursachen (Schubflächen) oder aus lithologischen den bunten Schiefen nachgeht, stellenweise kontaktmetamorph geworden sein, doch sind keine sicheren Zeichen dafür da und ist die Erklärung des Quarzreichtums, bzw. der Kalkarmut oder Kalkfreiheit der am Kontakt liegenden Muskovitquarzite durch Kontaktmetamorphose aus dem sonst in der Regel kalkhaltigen bunten Schiefer, wie Spitz und Dyrenfurth betont haben, petrographisch kaum zu begründen. Bei einzelnen dieser Muskovitquarzite ist es nicht sicher, ob sie überhaupt zu den Bündnerschiefern gehören (z. B. Muntanaweg, Spitz und Dyrenfurth, S. 75).

Neben den kleinen örtlichen Schwankungen der Gesteinsentwicklung ergeben sich im Überblick auch größere fazielle Änderungen im Streichen.

Beginnen wir mit der Betrachtung der Gesteinsfolge im Osten, so finden wir im Gebiete zwischen Kaunertal und Ried als Hauptbestandteile Kalkschiefer und Tonschiefer. Erstere sind dünnblättrig bis tafelig, im Querbruch lichtgrau oder bräunlich und dicht, oder weiß bis gelblich und fein kristallin; auf den Schichtflächen mit feinstem grünem oder grüngrauem Serizitbelag, der bei den kristallinen Partien aus feinen Glimmerschüppchen bestehend erscheint, bei den weniger kristallinen aber einen matt glänzenden dichten Überzug bildet. Kalzitische Ausscheidungen sind häufig und geben dann dem Gesteine eine kleinlöcherige, knauerige Struktur. Sonst ist dasselbe feinschieferig, flaserig oder fein gefaltet.

Unter den Tonschiefern sind besonders lichtgrüne glatte, mild sich anfühlende bezeichnend, oft mit dunkleren Flecken und Maserung; im Querbruch feinblättrig und meistens mit kalkigen Lagen und Flasern vermischt. Daneben treten hier schwarze und dunkelgraue kalkige Tonschiefer auf, selten sind sie dunkelviolet. Manche Tonschieferlager enthalten auch Quarzknauern. Als weniger charakteristisch sind graue tonig-kalkige Schiefer beigemengt.

In dem Schieferkomplex treten dann hier einzelne geringmächtige Bänke einer Dolomit-Breccie auf: Eckige Fragmente von durchschnittlich 3 bis 5 mm Durchmesser eines grauen, gelblich anwitternden Dolomits stecken nahe beisammen in einem weißen kalzitischen Bindemittel. Die Korngröße ist lagenweise verschieden bis zum Übergang in feine kalkige Sandsteine. Am Weg von Prutz nach Fendels sieht man eine Breccienbank in einzelne Blöcke und Linsen aufgelöst in dem leicht graugrünen Kalkschiefer, wohl auch infolge Zerquetschung einer ehemals zusammenhängenden Lage.

Im Schloßwald am Eingang ins Kaunertal findet sich in dieser Serie weiter ein Konglomerat von sehr geringer Ausdehnung und Mächtigkeit, welches viele gerundete Gerölle von Dolomit (bis zu Eigröße), Stückchen grüner Tonschiefer und Kieselgerölle enthält in einem lichtgrünlichen kalzitisch-serizitischen Zement. Die Dolomitgeschiebe sinken bis zur Kleinheit und Form derer in den Breccien herab. Derartige kleine Linsen von Konglomerat sind über die ganze Erstreckung dieser Schiefer hin in geringer Zahl allenthalben verbreitet und werden weiterhin noch erwähnt werden. Das gleiche gilt von den Diabasschiefern, deren einer nördlich Fendels auftritt. Auch sie sind in ganz geringer Ausdehnung und Mächtigkeit, zwar spärlich, aber überall wieder in diesem Schichtkomplex anzutreffen.

Der innere Schieferzug setzt sich aus dem Fendlergebiet gegen SO in bedeutender Mächtigkeit bis ins Tösnertal fort, wo er ober der Bergleralm plötzlich endet. Die Gesteinselemente bleiben die gleichen, doch ist ihre Kristallinität eine wesentlich geringere. Schwarze, graue und grüne Tonschiefer sind auch hier sehr reichlich vertreten neben verschiedenen Kalkschiefern, unter welchen besonders die braunen bemerkenswert sind. Vielfach sind Bänke von ganz feinkörnigen Breccien enthalten und auch solche mit größeren Dolomit-

fragmenten, gleich denen unter Fendels. Ober der Stalanzeralm ist auch eine kleine Linse eines großblockigen Konglomerats (ausschließlich mit Dolomitgeröllen) eingeschlossen. Am Kamm Stafelleralm—Zirmeskopf, der ein schönes Profil durch die ganze Serie bietet, liegt zu unterst, die Gufelköpfe bildend, ein mächtiger Komplex von Breccien, abwechselnd feinsandig-brecciösen und grobbrecciösen Lagen und erst darüber dann eine abwechslungsreiche Folge von Kalkschiefern, Kalkserizitschiefern, Tonschiefern, Schieferen mit Quarzknuern und auch einzelnen feinsandig-brecciösen Lagen. Am Pleißköpfl (Bergleralm) durchzieht auch ein charakteristisches Quarzitlager den unteren Teil der Serie, während die Breccien hier schon wieder ganz zurücktreten.

Nach der anderen Seite findet die Schieferzone von Fendels ihre Fortsetzung nach Westen, indem sie bei Ried den Inn überschreitet und dann über die Beutelbachschlucht gegen Serfaus streicht. Die Schiefer sind bis Serfaus hin immer noch in ähnlicher, wenn auch minder typischer Weise ausgebildet, da neben dem lichtbräunlichen sandig-kalkigen Schiefer mit tonigem grünem Belag und lichtgrünen Tonschiefern viel graue Tonschiefer und Kalkschiefer sich einstellen. Im nördlichen Schichtzug, an den Abhängen des Schönjöchls, sind gleichfalls lichte Kalkschiefer von grauer, gelblicher oder grünlicher Färbung mit serizitischem, feinschuppigem Belag auf den Schichtflächen, darüber auch dunkelgraue Kalkphyllite neben großen Mengen von Tonschiefern, die herrschenden Gesteine. Die Tonschiefer sind als graue, stellenweise noch metamorphe Phyllite mit Kalklagen und schwärzlichen Tonschiefern entwickelt, daneben auch als lichtgrüne, milde Tonschiefer. Ferner kommen auch die weiter westlich stark entfalteten braunen Kalkschiefer mit wulstiger, grün-serizitischer, beschuppter Oberfläche vor. Lagen von sehr stark verschieferten und verfältelten, dunkelgrün und dunkelviolet gefärbten Diabasschiefern sind mehrfach eingeschaltet.

In den Wiesen zwischen Urgenebnerbach und Fiß, bei P. 1464, steht eine große Masse von Konglomerat an, welche in einem lichten, kalkig-serizitischen Zement fast ausschließlich gerundete Gerölle von dunkelgrauem (seltener hellgrauem) Dolomit, dolomitischen Kalk und Kalk enthält bis zu Faustgröße; außerdem stellenweise große Scherben von Verrucano (bis zu Handgröße). Es gehört einer rings von Verrucano umgeschlossenen Zone von buntem Schiefer an, deren andere Bestandteile aber nahezu gänzlich von Vegetation bedeckt sind.

Feinere Breccien habe ich in dem Raume Fiß—Schönjöchel in den bunten Schiefen nicht gefunden.

Gegen Westen zu keilen auf der Fisser Ochsenalm (Mulde zwischen Schönjöchel und Sattelkopfkamm) die lichten gelblichen Kalkschiefer, welche ostwärts die Hauptmasse bilden, aus — hier von Diabasschiefer begleitet — und machen am Kamm der Sattelköpfe (ober Serfaus) einer in dieser Serie ganz ungewöhnlichen quarzreichen Ausbildung Platz: Grüne serizitische Gesteine mit vielen großen Quarzknuern und Lagen, schwärzlicher quarzitischer Schiefer, dunkle, graue Phyllite und graue Serizit-Quarzschiefer. Im



Fig. 5. Profile durch die Felsausbruchsnische ober Fiß.
Die oberen an dem westlichen Rand der Nische, das Hauptprofil an der östlichen Wand, die unteren am Wege von Fiß zur Ochsenalm
und über demselben.
Maßstab ungefähr 1:4200.

Erklärung zu vorstehender Figur 5.*K. O.* = Kalkofen.*b* = Lichtgrüne Tonschiefer mit bräunlichen kalkigen Lagen (bunte Bündnerschiefer).*ph* = Dunkle Phyllite mit Brauneisensteinputzen. Verrucano.*v* = Lichtgrüne und violette Quarzserizitschiefer. Verrucano.*E* = Eisendolomit.*d* = Diabasschiefer.*γ* = Gips (und vergipste Kalke oder Schiefer).

Trias:

R = Gelbe Rauhwacke.*kh* = Lichte Kalke, gebankt. Im Hauptprofil an der Basis derselben weiße späthige Bank.*s* = Schwarze Tonschiefer, rostig oder metallisch anlaufend und Sandsteine, in sandig-kalkige Schiefer übergehend.*kd* = Dunkelgrauer, dünnbankiger Kalk.*D* = Dunkelgrauer Dolomit und dolomitischer Kalk, breccios, besonders an der Hangendgrenze.

Bunte Bündnerschiefer und Verrucano, im Hangenden der Trias.

1 = Schwärzliche Phyllite mit Quarzknuern, gleich *v*. An der Basis verdrückte Serizitschiefer mit gelben Kalkschlieren.2 = Lichte grünliche und graue, helle violette Tonschiefer mit gelben Kalklagen und mit Quarz, selten pyrithaltig, in ihnen eine weiße Quarzbank *q*.

3 = Graue Kalklagen und Tonschiefer.

4 = Grüne und gelbe kalkige Serizitschiefer und Tonschiefer mit Gipslinsen *γ*.

5 = Grüne Tonschiefer, im Querbruch oft blaßrötlich-kalkig.

6 = Lichte quarzreiche Verrucanoschiefer.

7 = Graue Kalklagen und Tonschiefer, gefältelt.

8 = Violette und grüne Tonschiefer.

9 = Grünliche Tonschiefer mit gelben Kalklagen.

10 = Weißlicher Serizitquarzit.

11 = Übergang zu grauen halbphyllitischen Tonschiefern mit gelblichen Serizitbelegten Kalklagen.

12 = Halbphyllitische grauschwarze Tonschiefer.

Hangenden sind die Phyllite hochkristallin. Außerdem die lichtgrünen glatten Tonschiefer und Diabasschiefer. Es ist schwer anzugeben, wie viel in dieser Serie noch zu dem darunterliegenden Verrucanozuge zu rechnen ist.

In den dürftigen Aufschlüssen unter dem Planskopfe, welche die Fortsetzung jener Zone bilden, erinnern noch die stahlgrauen, stark quarzhaltigen Phyllite an die Ausbildung am Sattelkopf; auch eine größere Masse von Quarzfels (Verrucano?) steckt dazwischen. Daneben treten kalkige graue Phyllite mit Brauneisensteinputzen, lichtgrüne Serizitschiefer und solche mit braunem kalkigem Querbruch und graue und bräunliche Kalkphyllite auf.

Am Ostgrat des Furgler herrschen wieder (Detailprofil siehe unten) ganz die Kalkschiefer in dieser Serie, graue, gelbliche mit grünem Serizitüberzug, auch weißliche, kalzitisch-kristalline und braun anwitternde; weiter grünlichgraue Kalkphyllite und zahlreiche Lagen von grauen und grünlichen phyllitischen Tonschiefern. Hier erscheint vereinzelt auch wieder eine Breccienbank. In dem entsprechenden Teile der südlichen Schieferzone erinnern die auf der Lawensalm auftretenden grüngrauen, dichten, grauackennähnlichen Schiefer — begleitet von grünen Tonschiefern und gelben Kalkschiefern — an das Sattelkopfprofil, mehr aber noch der am Lazidkamm aufgeschlossene schmutziggraue Serizitquarzfels, darunter eine Bank reinen Quarzits. Daneben erscheinen grüngraue und bräunliche, dünntafelige, kalkige Schiefer und dünne, feinsandige Schiefer, ähnlich den Flyschschiefern des Fimbertales. An den Riesenköpfen sind auch mehrfach Breccienbänke in diese Serie eingeschaltet. Unter den zahlreichen Tonschiefern kommen hier wieder schwarze wie bei Fendels zum Vorschein und schwärzliche Tonphyllite mit metallischen Anlauffarben.

In den grüngrauen Schiefer der Lawensalm liegt auch geschieferter Diabasporyphyr (makroskopisch dicht, grüngrau, mit sehr kleinen, plattgedrückten und parallel geordneten Feldspateinsprenglingen, im Schriff zum Teil noch wohlerhaltene, teilweise idiomorphe Plagioklase, als „Augen“ in dem feinfaserigen, metamorphen Grundgewebe, größtenteils aber zu Fasern zermalmt unter Neubildung von Chlorit und Quarz.

In der weiteren Fortsetzung beider Zonen über das Stubental und die Fließeralm nehmen besonders die klastischen Gesteine an Häufigkeit und Ausdehnung zu, sowohl durch die zahlreichen Breccienbänke, als durch die feinsandig-kalkigen Bildungen. Da alle diese eine bräunliche Anwitterungsfarbe besitzen, erhält die Serie eine bräunliche Gesamtfärbung. Auch rein kalkige Gesteine sind häufig, während Tonschiefer gegenüber ihrer östlichen Entfaltung hier zurücktreten. Die Metamorphose ist gering oder ganz fehlend.

Die klastischen Bestandteile der Breccien sind von mittlerer bis sehr geringer Größe, eingebettet in einer dichten Bindemasse; die Größe der eckigen Fragmente beträgt durchschnittlich wenige Millimeter und sinkt bis zu Übergängen in Sandstein. Sie sind schieferig, dünnplattig, selten dickbankig und dann aus größerem klastischem Material (bis zu 0.5 cm Größe). Die Farbe ist gelbbraunlich, manchmal tragen die Schichtflächen sehr geringe serizitische Beläge.

Die Komponenten der Breccie sind hauptsächlich dunkelgrauer, gelb verwitternder Dolomit.

Im Schriff erscheint das Bindemittel zusammengesetzt aus Kalzit und Quarz in annähernd gleicher Menge und ist kristallinisch-körnig, manchmal schwach parallel texturiert. Die Einschlüsse sind sehr feinkörniger bis dichter Dolomit (oder Kalk), oft mit rostiger Umrundung, seltener Kalksandstein, Aggregate von Quarz, auch einzelne größere Quarze, selten Feldspate (Plagioklas) und ganz vereinzelt und selten große Glimmerfasern (siehe Tafel XXIII, Fig. 4). In einem Schriffe

wurde ein Geschiebe eines diabasischen Gesteines (gleicher Art wie in dem Konglomerat) gefunden. Einzelne dicke Bänke größerer Breccie, wie sie in der Masner und in den bunten Schiefen nahe der Verrucanogrenze unter dem Hexenkopf liegen, enthalten im Gegensatz zu den anderen wenig Quarz, haben also ein fast ganz aus gleichmäßigem Kalzitaggregat bestehendes Zement und sehr viele dicht gedrängte Einschlüsse des gleichen Karbonatgesteins wie die übrigen.

Die Breccien der bunten Bündnerschiefer unterscheiden sich von denen der grauen kretazischen Breccienkalke durch ihre Dünn-schieferigkeit, den Mangel der Crinoidenstielglieder und durch ihren Quarzgehalt. Jene der Bündnerkreide enthalten in der Regel relativ wenig Einschlüsse anderer Gesteine, ihr Zement ist mehr oder weniger rein kalkig und sie gehen allorts in geschiebefreie dickbankige graue Kalke über, während die der bunten Schiefer in feine Sandsteine übergehen.

Mehr Ähnlichkeit besitzen sie mit den quarzreichen Breccienhorizonten der basalen grauen Bündnerschiefer (Arina, Hahntenn, Lochschrofen). Diese enthalten die gleichen Einschlüsse, allerdings durchschnittlich in geringerer Menge als jene der bunten Schiefer. Das Zement ist bei denen der basalen Schiefer mehr umkristallisiert (deutliche Kristallisationsschieferung). Von den genannten Quarzbreccien abgesehen, neigen aber die Breccien der basalen Schiefer mehr zu rein kalkiger Ausbildung und nähern sich damit mehr der Bündnerkreide, doch kommen auch solche mit einer den Breccien der bunten Schiefer ähnlichen gleichmäßigen Menge von Quarz und Kalzit vor (zum Beispiel Val sinistra, Spieß, mit wenigen größeren und teilweise sehr viel mikroskopisch kleinen Einschlüssen). Paulckes Rozbreccie ähnelt dort, wo sie quarzreich-sandig entwickelt ist, den Arina breccien, steht aber sonst durchaus den Breccien der „Bündnerkreide“ näher als denen der bunten Schiefer.

Im Überblick ergeben sich also folgende grobklastische Gesteinsarten:

A. Breccien der basalen grauen Schiefer { kalkige (Finstermünz etc.)
quarzige (Kreuzjoch, Arina)

Crinoidenhaltige kalkige Breccien der oberen grauen Bündnerschiefer (Bündnerkreide, Tristelbreccien)

Rozbreccie Paulckes und quarzische Ausbildung derselben und Minschunbreccie Paulckes (als grobblockige Ausbildung der ersteren).

B. Breccien der bunten Bündnerschiefer { normale kalkig-quarzige
quarzreiche, serizitische Ausbildung derselben
grobkörnige Dolomitbreccien (Fendels, Beutelkopf etc., übergehend in die erste),

Konglomerate der bunten Bündnerschiefer, mit Übergang in die Breccien.

Die zweitangeführte Abart der Breccien der bunten Serie ist durch stärkeren Quarzgehalt ausgezeichnet, indem sie Quarz nicht nur

im Bindemittel, sondern auch reichlich in größeren Körnern als klastische Komponente führt. Sie ist auf den Schieferungsflächen stark mit Serizit belegt, im Querbruch weiß-gelblich. Im übrigen enthält sie auch die Karbonatfragmente wie die anderen.

Wir kehren wieder zur Schilderung der Schieferzonen zurück:

In gleicher Weise wie weiter östlich sind auch im Stubental und auf der Fließeralm weit verstreut einzelne Linsen von Konglomerat eingeschaltet, so an der Blauwand, am Pfundser Ochsenberg, unter P. 2827 (Masner), auf der Fließeralm u. a. O. Die größte derselben (Pfundser Ochsenberg) hat eine Längenerstreckung von etwa 300 m, bei einer Mächtigkeit von 10 bis 20 m. Jene an der Südseite der Blauwand besitzt schätzungsweise 100 m Länge und 30 m Mächtigkeit. Meist sind sie aber bedeutend kleiner, bis zu wenigen Meter Erstreckung. Die Gerölle sind größtenteils gut gerundet, manchmal auch nur kantengerundet, durchschnittlich nuß- bis eigroß, oft aber auch kopfgroß und noch größere kommen vor. Die meisten bestehen aus dunkelgrauem, ungeschichtetem Dolomit und ebensolchem Kalk, andere aus grünem Tonschiefer, Quarz, Quarzit, Verrucanogesteinen, sehr selten Gneis (Pfundser Ochsenberg und Matschiberle-Sattel), außerdem an der Blauwand auch dichte grüne Gesteine, welche im Schriff als ein sehr feinkörniges, diabasisches Gestein, beziehungsweise als feinfaseriger Grünschiefer sich zu erkennen geben.

Das Bindemittel ist metamorph, serizitführend, im Querbruch weiß feinkristallinisch kalzitisch, seltener schwach metamorph und mehr sandig. Das Konglomerat am Pfundser Ochsenberge geht lagenweise in die oben beschriebenen feinen Breccien über, ebenso geht das Bindemittel des Konglomerats im Schloßwald (Kaunerthal) durch Einstreuung kleiner eckiger Dolomitbröckelchen in ebensolche Breccien über. Im Schriff erscheint das Zement des letzteren Vorkommens als feinkörnige, sehr quarzreiche Breccie, gleich den Breccien im Stubentale¹⁾.

Charakteristisch für die Serie in der Erstreckung westlich vom Pezidkopf und Arrezjoch sind die — im östlichen Teil seltener oder weniger typisch entwickelten — braunen feinsandigen Kalke und Kalkschiefer. Sie sind auch im Querbruch bräunlich (rötlichbraun), die Schieferungsflächen fleckig, teils mit grünlichem Serizit überstreut, größtenteils aber braun, sandig, fein geraut, oft wellig oder wulstig. Daneben kommen dann rein kalkige, dünnstriefrige Gesteine vor und die gelben, serizitbestreuten Kalkschiefer wie im Osten, seltener flaserig-bankige, gelbliche Kalke; ferner häufig dünntafelige, oft wellig verbogene grüngraue oder bräunliche, sehr feine Sandsteine, oft von Narben und Rissen durchzogen. Sie erinnern sehr an die

¹⁾ In Rücksicht auf die von Kober in den Mitteilungen der geologischen Gesellschaft in Wien 1912, S. 47 (Separatabdruck) geäußerte Vermutung, daß die polymikten Konglomerate (in dem burten Bündnerschiefer) nichts anderes seien als die Schwarzeck-Breccien der Radstädter Tauern, also nach Kober tektonische Bildungen, muß bemerkt werden, daß diese Konglomerate die typische Form der Sedimentärkonglomerate an sich tragen, weshalb ich auch eigens den Namen Konglomerate und nicht Breccien für dieselben gebrauche. Auch die Art ihres Auftretens spricht gegen eine tektonische Erklärung.

helmintoidenführenden Flyschschiefer des Fimbertals und ich beobachtete in der Masner nördlich der Gseßschneid auch Lagen mit stark den Helmintoiden ähnlichen, langgestreckten, dünnen Wülsten auf den Schichtflächen. Deutliche Bildungen dieser Art wurden aber nicht gefunden.

Die Tonschiefer sind gleicher Art wie östlich, besonders die milden lichtgrünen.

Ein häufiges, wenn auch nicht mächtiges Gestein, das in seiner Stellung zu dieser Serie nicht ganz sicher ist, und auch vom östlichen Bereiche schon erwähnt wurde, sind grüne serizitisch-tonige Gesteine mit sehr viel und großen rauhen, löcherigen Quarzknuern und Knollen. Sie scheinen besonders am Rande der Serie aufzutreten (Frudigerkamm). Beim Zerfall derselben bleibt die Humusdecke überstreut von den übrigbleibenden Quarzknuern.

Am Südgrat von P. 2827 (nördlich des Minderskopfes) sind in engem Verbande mit den typischen Gesteinen dieser Serie auch schmutzig dunkelgrüngraue Quarzite und quarzitisches Schiefer entwickelt.

Auch in diesem westlichen Bereiche treten wieder dort und da kleine, wenig ausgedehnte Lager von sehr stark verschieferten Diabasen und diabasisch-sedimentären Mischgesteinen auf: Fein gefaltete Schiefer, in der Farbe zwischen dunkelgrün und dunkelviolet vielfach wechselnd, oft mit dünnen kalkigen Lagen (besonders randlich). Es wurde schon im „Querschnitt“ erwähnt, daß gerade unter diesen kleinen Diabaslagern sich öfter solche mit Relikten einer Mandelsteinstruktur finden (z. B. nördlich Arrezjoch, nördlich P. 2854 des Frudigerkamms, östlicher Fließerberg, Chant d'alp trida usw.).

In dem Profil über das Arrezjoch und den Pezidkamm sind nur wenige Breccienbänke zu sehen. Es herrschen hier und am Pezidkamm die verschiedenen braunen kalkig-sandigen Schiefer, Kalkschiefer und flyschähnliche Lager. Im Masnertal nimmt die Serie aber rasch einen stark klastischen Charakter an: am Minderskopf und P. 2827 nördlich davon sind in allen Zonen dieser Schiefer die Breccien in sehr zahlreichen Lagen entfaltet. Ebenso sind auch noch am Frudigerkamm (zwischen Pfundser Ochsenberg und Fließeralm) die Breccien noch in besonderer Häufigkeit anzutreffen. Auf der Fließeralm geht zunächst ihre Ausbreitung wieder zurück, da am östlichen Fließerberg nur noch drei oder vier Zonen von brecciösem Charakter die Schieferfolge durchziehen, nimmt aber gegen Westen gleich wieder ihre breite Entfaltung an; am Malfragkamm baut sich ober den tonigen und sandigen Schichten des Matschiberlesattels eine mächtige Folge der typischen Breccien dieser Serie auf, welche oben durch Wechsellagerung in Flyschschiefer übergeht. Sie setzt sich in ähnlicher Ausbildung zum Kamm Munt da Cherns—Grübelekopf fort, wo südlich des P. 2716 die Breccienzonen durchstreichen. In den höheren und auch in den tieferen Lagen sind hier mehrfach ganz kleine Linsen von gröberem Konglomerat eingeschaltet (siehe das unten genau ausgeführte Schichtverzeichnis).

Gegen Westen hin streicht die Zone dann über die Alp bella und die Salaseralm zum Inneren Viderjoch und erreicht

über dem Zeblespaß und den Piz da val gronda das oberste Fimbertal. Alle charakteristischen Gesteinsarten des tirolischen Bereiches sind auch hier wieder anzutreffen: die grünen Tonschiefer, die quarzknauerigen Serizitschiefer, die braunen und die gelblichen feinen kalkig-sandigen Schichten, die „fyschähnlichen“ feinen, dünn- tafeligen Sandsteine, ferner die dünnschieferigen Breccien, hier besonders die quarzführenden; auch Konglomeratlager finden sich. Charakteristisch für die Entwicklung am Viderjoch ist die starke Entfaltung von Quarziten, teils dickbankig, teils feinschieferig und vielfach wechsellagernd mit grüngrauen feinsandigen Schieferen; also wieder eine Fazies, ähnlich der am Sattelkopfkamm. Am Piz da val gronda treten sie schon wieder ganz zurück und es überwiegen wieder die verschiedenen Ton- und Serizitschiefer und Sandsteine.

Die Aufstellung einer bestimmten zeitlichen Schichtfolge innerhalb der Serie wird durch den lebhaften Gesteinswechsel erschwert, vor allem aber durch die stark gestörten Lagerungsverhältnisse wertlos gemacht, infolge welcher kein Profil sicher als Normalprofil angesprochen werden kann.

Um ein genaues Bild des Gesteinswechsels innerhalb eines Profils zu geben, seien als Beispiele hier noch drei zusammenhängend aufgeschlossene Profile im einzelnen, von unten nach oben, aufgezählt.

1. Profil durch die „bunten Bündnerschiefer“ am Ostgrat des Furgler:

Grünelbe Kalkbänkchen,
gelbliche Kalkschiefer und graue Kalkphyllite (mächtig),
grünelbe Kalkbänkchen, wechselnd mit grauen und violettgrünen Phylliten,
braun anwitternde Kalkschiefer, knollig-flaserig, intensiv verquetscht, manche
Lagen mit schmutzig grünlichem Tonbelag, nach unten auch graue Phyllite,
graue und gelbliche dünnblättrige Kalkschiefer,
graue kalkige Schiefer und Phyllite, gelbliche und weiße kalkige Schiefer
mit Serizitbelag; in diesem Komplex eine Breccienbank,
grüngraue Quarzknauerschiefer und dünnblättrige grünlichgraue Kalkphyllite
und auch sandige Schiefer;
Gesammächtigkeit ungefähr 300 m.

2. Profil über den P. 2827 im Kamme zwischen Masner und Pfundser Ochsenberg:

Sandig-tonige Schiefer,
braune, seltener graue Kalkschiefer, rötlichbraun anwitternd oder mit grünlichem serizitischem Überzug, oft narbig, fleckig,
ein paar Bänke dickbankigen hellgrauen Kalkes, übergehend in serizitbelegte
bräunliche Bänke,
Gips,
lichtgrüne Tonschiefer und gelbkalkige, serizitbelegte Bänkchen,
Gips,
braune, grünserizitische Kalkschiefer,
Schuppe von Verrucano (weißer Quarzfels und Serizitquarzit) 4—5 m,
braune kalkige und kalkig-sandige Schiefer mit vielen Bänkchen sehr feinkörniger Breccie, ferner schmutziggraue dichte Quarzite und „fyschähnliche“ Schiefer,

Schuppe von Verrucano (grüne Serizitquarzite und violette Serizitquarzschiefer, 2–3 m),

braungrüne sandig-kalkige Schiefer, feinsandige Breccienbänke, graugrüne Tonschiefer und schmutzig dunkelgrüngraue Quarzite und quarzitisches Schiefer, flyschähnliche Schiefer,

kalkreicher Diabasschiefer,
grüne serizitische Schiefer mit braunen kalkigen Flasern, nach oben in kalkige Schiefer übergehend,

Flyschschiefer (dünnblättrige, feinsandige Schiefer mit Wülsten und Rissen) und in ihnen einzelne Breccienbänke und braune kalkig-sandige Schiefer.

Daran schließt sich das weiter unten besprochene Grenzprofil gegen den Verrucano, am Sattel nördlich des P. 2827. Mächtigkeit von der oberen Verrucanoschuppe bis zur hangenden Verrucanogrenze ungefähr 230 m.

3. Profil vom Joch Spadlas nördlich des Munt da Cherns bis zum P. 2716:

(Rauhwacke und Gips),
braunkalkige Schiefer mit grünlichen Flecken auf den Schichtflächen,
grüne, schwarze, graue Tonschiefer,
sandige Schiefer und feine Breccien,
Tonschiefer,
schwärzliche Quarzitbänke mit schwarzen Tonschieferschmitzen,
kalkig-tonige Schiefer und helle Kalkbänke,
Breccien,
Quarzit,
kalkig-tonige Schiefer,
feine Breccien und braune kalkig-sandige Schiefer mit feinschiefrigen Zwischenlagen, feine Breccien (Konglomerate) mit nußgroßen, gut gerundeten Dolomitgeröllen,
blaugraue Tonschiefer,
Bänke von dunkelgrauer kalkiger Breccie, in Kalkbänke übergehend, den Kalken der „Bündnerkreide“ gleichend,
braunsandige Schiefer mit einzelnen Breccienbänken und einer Lage von grobblockigem Konglomerat,
Zone mit besonders vielen Breccienbänken, braunsandige Schiefer,
„Flyschähnliche“ braunsandige Schiefer und Tonschiefer mit kalkigen Bänken und ganz kleinen Konglomeratlinsen,
grüne Tonschiefer, vereinzelte Breccienbänkchen,
(Verrucanoschuppe d. P. 2716);
Gesamtmächtigkeit etwa 500 m.

Der hohe Kalkgehalt der Schieferserie äußert sich darin, daß die austretenden Wasser vielfach Kalksinter abgesetzt haben. Die Schieferzonen werden von zahlreichen größeren derartigen Bildungen begleitet; in der südlichen Zone liegen solche im Schloßwald, NO unter dem Burgschrofen, am Fahrweg nach Fendels, bei der Lourdeskapelle am Inn gegenüber Ried, im Serfauserfeld, am Weg nach Komperdell, in der Masner. In der nördlichen Zone, jene bei Ladis, Obladis, Fisser Ochsenalm, Fließeralm, dagegen ist mir aus den übrigen Gesteinen des Bündnerschieferbereichs (österreichischer Teil) nur ein größeres Kalksintervorkommen (Kälbermais bei Pfunds) bekannt geworden. Es scheint also trotz des höheren Kalkgehaltes der basalen Bündnerschiefer, der Bündnerkreide und Triaskalke leichter in

den bunten Schiefeln zur Lösung und Absetzung des Kalkes zu kommen. Das Zusammenvorkommen des Sinters und der Schieferserie ist ein so ständiges, daß man bei weiterer Untersuchung sich selten täuscht, wenn man aus dem Vorkommen der ersteren auf das der Schiefer schließt. Im Schweizergebiet wird die Schieferzone Schuls—Crusch von Kalksinterbildungen begleitet. Nähere Bestimmungen über die örtliche Zugehörigkeit der zahlreichen Kalktuffbildungen, welche im schweizerischen Inntal nach Tarnuzzers Angabe außerdem noch vorkommen, stehen mir nicht zur Verfügung; ein Teil derselben sind Absätze der Mineralquellen von Tarasp-Schuls.

B. Über das Alter der bunten Schiefer.

Näher bestimmbare Fossilien sind bisher in diesen Schiefeln nicht gefunden worden. In den Dünnschliffen der Breccien beobachtet man nicht selten unregelmäßig umgrenzte, länglichrunde Körper (bis zu 2 mm Größe), welche von zahlreichen, manchmal dichtgedrängten Röhren (kreisrunde und ovale Querschnitte ohne Poren) durchzogen sind (siehe die Zeichnung Fig. 6) ohne erkennbare Ordnung. Vielleicht handelt es sich um irgendwelche Hydrozoenskelette, manche Schnitte erinnern auch an periphere Anschnitte von Großforaminiferen, andere an Bruchstücke von Gesteinen mit verschiedenen Mikrofaunen-

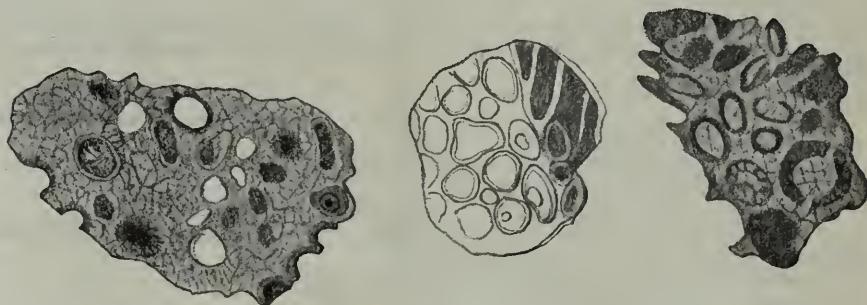


Fig. 6.

elementen. Die gleichen organischen Reste fand ich auch in der Rozbreccie (Schliff von Piz Tasna) und ebenso auch in einer kalkigen Breccie der basalen grauen Schiefer am Salezjoch und in der Quarzbreccie am Kreuzjoch.

Einen Anhaltspunkt für die Altersbestimmung bilden die Gerölle in den Konglomeraten und die Bestandteile der Breccien. Die ersteren enthalten Gerölle von Verrucano, in großer Menge solche von dunkelgrauem zuckerkörnigem Dolomit und von dunkelgrauem Kalk, welche beide den Gesteinen der Trias vollkommen gleichen. Ebenso können die kleinen Dolomitfragmente in den Breccien kaum aus einer anderen Schichtgruppe abgeleitet werden, da nur in der Trias hier solche Dolomite vorkommen. Da die Konglomerate (und Breccien) zweifellos primäre Glieder der Schieferserie sind, so muß diese

ober- oder posttriadisches Alter besitzen. Die übrigen Gerölle gewähren keine weiteren Anhaltspunkte, da unter den enthaltenen „Bündnerschiefern“ keine typischen Gesteine, etwa der basalen Schiefer beobachtet wurden und die seltenen Grünsteingeschiebe aus tieferen Teilen der bunten Schieferserie sein können. Bemerkenswert ist, daß Gneis (oder andere kristalline Schiefer der Ötztaler und Silvrettagruppe) nur äußerst selten anzutreffen ist, die jetzt so nahe liegenden Gneismassen also zur Zeit der Ablagerung der Breccie entweder unter den jüngeren Sedimenten begraben oder in einer entfernteren Lage gewesen sein müssen.

Die Zonen der bunten Schiefer werden über ihre ganze Erstreckung vom Kaunertal bis zur Alp bella von Kalken und Dolomiten der Trias (siehe oben) begleitet, welche in zahllose Schollen aufgelöst sind. Es kommen solche überhaupt mit wenigen Ausnahmen (Stammer!) nur in oder an den Schieferzonen vor. Sehr oft begleiten sie den Rand der Schieferzonen und dies gilt besonders von den großen Triaslagern am Frudigerkamm, Fließeralm, ober Fiß und Burgschrofen, welche an den Rändern breiter Schieferzonen liegen, bei Gufer-Faggen, wo große Triasmassen am Rande schmalerer Schieferzonen liegen. In schmalen (tektonisch verschmälerten) Schieferzonen mit sehr stark zerstückelten Triasschollen, wie in der Masner und a. O., liegen diese auch mitten in den Schiefen oder nahe dem Rande derselben in den angrenzenden Kreidekalken (Gmeier). Wo solche ohne begleitende Schieferzone im Kalkschiefer liegen, können die Schiefer auch tektonisch ausgeschaltet worden sein (Munt da Cherns, Piz Minschuns).

Während die südliche der beiden Schieferzonen des Nordrandes, beziehungsweise ihre Teilzonen, nur ausnahmsweise mit Verrucano in Verband tritt (Riesenköpfe), läuft die nördliche Schieferzone fast durch den ganzen österreichischen Teil hin an der Seite eines Verrucanozuges fort und wird im Stubental beiderseits von einem solchen begrenzt, abgesehen von kleineren tektonischen Schuppenbildungen mit Wiederholung des Verrucano.

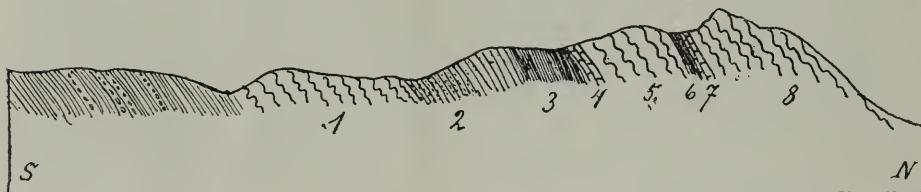
Dabei tritt an der Grenze mehrfach ein Ineinandergreifen der Schichten dergestalt ein, daß entweder einzelne Bänke und Lager des Verrucano im bunten Schiefer oder einzelne Züge letzterer im Verrucano eingeschaltet sind.

An dem Joch P. 2740, zwischen dem Hexenkopf und P. 2827 liegt von Süd gegen Nord auf der geschlossenen Serie der dünn- tafeligen feinen Sandsteine und braunen Schiefer mit Breccienbänken zuerst ein gering mächtiger Zug von weißem Serizitquarzit (siehe Profil Figur 7, 1), also Verrucano, dann grüne und braune Schiefer mit Quarzknuern (2), den Schiefen der bunten Serie sehr ähnlich, dann (3) schwarze, metallisch anlaufende Tonschiefer und Phyllit, darüber (4) eine Bank gelbbrauner Kalkschiefer — nun wieder weißer Serizitquarzit (5), dann eine Lage violetten Schiefers (6) und eine Bank (7) von gelbbraunlichem Kalkschiefer, wulstig auf den Schichtflächen und darüber wieder weißer Serizitquarzit, der an die große Verrucano- masse (8) unmittelbar anschließt. Ober derselben, am Ausgang des in die Südseite des Hexenkopfs eingebetteten Kares findet sich

zwischen den Moränen ein größerer Aufschluß, an dem man einerseits Verrucano, andererseits die bunten Schiefer sieht, dazwischen zwei auseinander schlierenförmige Streifen der Schiefer, parallel der Schichtgrenze, von $\frac{1}{2}$ m Breite ungefähr, nahe nebeneinander im Verrucano (weißer oder blaßgrünlicher Serizitquarzit), der am Rand eine feine Zickzackfältelung zeigt.

Das umgekehrte Verhältnis kann man am Nordfuß der Gseßschneid (Stubental) sehen, nahe südlich über dem vom Minderskopf kommenden Bachgraben, im untersten Teile desselben: hier liegen kleine Schmitzen von weißem Serizitquarzit in den braunen Kalkschiefern. Der nächste zusammenhängende Verrucanozug liegt erst nördlich des Baches. Weiter aufwärts, bei der ersten Teilung des Baches, sieht man weißen Serizitquarzit und braune kalkige Schiefer (mit Serizitbelag) mehrfach miteinander wechsellagern bei engstem Verband der beiden Gesteine miteinander.

Fig. 7.



Verrucano-bunte Bündnerschiefer, Grenzzone nördlich P. 2827 (Hexenkopf, Südfuß).
(Erklärung im Text.)

Eine besonders enge Verknüpfung beider Gesteinsgruppen ist ferner oberhalb Fiß am Weg zur Fisser Alm und in der großen Felsnische über den Wiesen zu beobachten (siehe Figur 5). Die Unterscheidung wird hier noch erschwert dadurch, daß der Verrucano nur an wenigen Stellen in der typischen Form entwickelt ist, sondern meist in Gestalt der dunklen rostfleckigen Phyllite. Zu den „bunten Bündnerschiefern“ rechne ich die milden grünen Tonschiefer mit bräunlich kalkigem Querbruch. Diese sind auch hier von den Verrucanophylliten deutlich abgegrenzt und Übergänge oder Mischgesteine nicht erweisbar. Kalkgehalt und die Kristallinität, bzw. der Mangel einer solchen in den Tonschiefern, sind Unterscheidungsmittel. Die Phyllite umschließen eine große Linse von Eisendolomit (am Wiesenzaun, unteres Ende der Felsnische). Eine Stelle, welche am ehesten noch eine wirkliche stoffliche Vermengung der beiden Gesteinsarten in kleinstem Ausmaße aufweist, zeigt die Zeichnung Figur 8 (oberstes Profil in Figur 5, *b + ph*).

Von unten nach oben folgen:

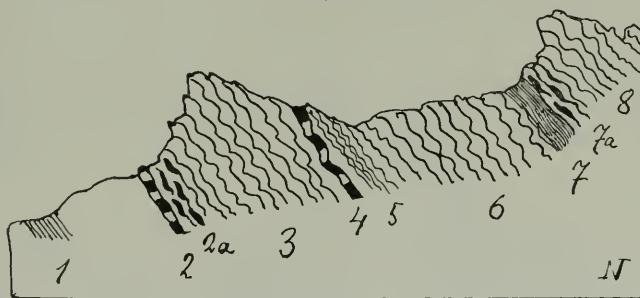
1. milde lichtgrüne Tonschiefer,
2. ein 4–5 cm starkes Bänkchen von dunkelbraunem (eisen-schüssigem) Kalk,
3. dunkle (Verrucano-) Phyllite,

4. wieder ein Bänkchen des braunen Kalkes,
5. hellere und
6. dunklere Phyllite (im ganzen 2—3 m Phyllite),
7. $\frac{1}{2}$ m milde lichtgrüne, braunfleckige Tonschiefer mit kalkigen Lagen und Kalzitadern,
8. dunkle Phyllite mit großen Quarzknollen.

An der unteren Grenze enthalten sie auch brauneisensteinhaltige kalkige Flasern (7a) und ähnliche Flasern enthält auch der angrenzende Tonschiefer. Ebenso sind den untersten Lagen von 3 solche beigemischt (2a).

Das Auftreten der eisenschüssigen Kalke läßt sich wohl mit dem benachbarten Eisendolomit in Beziehung bringen.

Fig. 8.



Detailprofil aus dem Westrand der Fißer Felsenische.

(Erklärung im Text.)

Am Südgrat des P. 2827 (nördlich Minderskopf) sind zwei je nur ein paar Meter mächtige Schichten von Verrucano in die hier sehr mächtige nördliche Schieferzone tektonisch eingeschaltet (Gleitbretter, im Sinne Spitz') und quer über den ganzen Berg hin im Streichen zu verfolgen. Ähnliches beobachtet man an der Ostseite des Frudigerkamms, am Arrezjoch u. a. O.

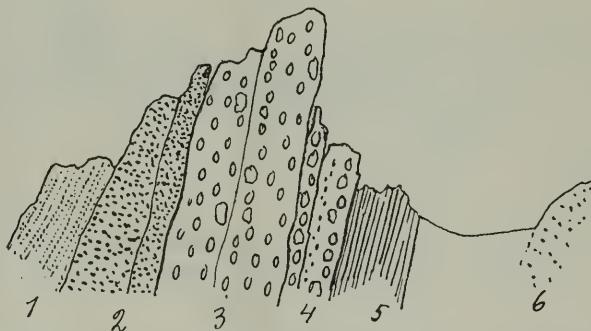
In gleicher Weise dürften meines Erachtens die beschriebenen Wechsellagerungen an der Grenze tektonisch zu erklären sein. Ein wirklicher Übergang der einen Gesteinsart in die andere ist nicht zu beobachten. Bei der schlierigen Ineinanderschaltung unter dem Hexenkopf z. B. sind die Grenzen beider ganz scharf. Schwerer ist die Grenze beider dort festzulegen, wo die Schieferserie in quarzreichen Gesteinen entwickelt ist und die Quarzserizitgesteine an der Grenze auftreten, wie dies am Sattelkamm der Fall ist, oder wo im Verrucano Phyllit stark entfaltet ist, weil solche auch in den bunten Schiefen in ähnlicher Form vorkommen, z. B. bei Zebles und Salas, Fiß.

Ein anderes Verhältnis von Verrucano, bzw. Bundsandstein und buntem Bündnerschiefer scheint bei einem Vorkommen an der Ostseite des Malfragkamms, bei den südlichen Liaskluppen zu be-

stehen. Wir sehen hier am Rande einer Zone von Buntsandstein (siehe die Kartenskizze Figur 19) an dem in Figur 9 abgebildeten Felsen zunächst:

1. Rötlichen feinen Quarzsandstein (auch etwas serizithaltig),
2. weißen grobkörnigen Quarzsandstein (weiß anwitternd), stellenweise in Quarzfels übergehend — beides deutlicher Buntsandstein, dann folgen
3. dicke, gelb oder bräunlich anwitternde Bänke eines konglomeratischen Gesteins mit kalkiger Grundmasse, welches teils so dicht mit groben Quarzkörnern erfüllt ist — darunter auch weinrote Quarzkörner, wie sie sonst für den Verrucano charakteristisch sind —, daß es sehr dem Verrucano ähnlich sieht, aber daneben auch einzelne Dolomitgerölle enthält. Zum Teil aber überwiegt die Kalkgrundmasse bei weitem, so daß ein Kalk mit Dolomitgeröllen

Fig. 9.



Verrucano und kalkiges Konglomerat östlich Malfrag.

(Erklärung im Text.)

und Quarzkörnern vorliegt. Beide Arten sind in derselben Gesteinsbank nebeneinander mit Übergang vorhanden, auch unmittelbar am Rande gegen den Verrucano; hier tritt auch Pyrit in geringer Menge auf,

4. Bänke mit großen Quarzgeröllen und großen Dolomitgeröllen (4—5 cm), dazwischen Lagen von feinem, gelblichem sandigem Kalk,
5. grüne und graue, milde blättrige Tonschiefer,
6. durch eine kleine Schuttgasse davon getrennt wieder weißer Quarzsandstein.

Der ganze Felsen von 1—5 ist quer zum Streichen etwa 3 m mächtig; 2 und 3 stehen vollkommen konkordant nebeneinander, an der Schichtfuge scharf getrennt, aber ohne daß irgendwelche Spuren einer tektonischen Nebeneinanderschaltung aufzufinden wären.

Trotzdem man sich hier in einer der stärkst zerrütteten Zonen befindet, erweckt die Art des Kontaktes und vor allem die Einstreuerung der Quarzkörner den Eindruck eines stratigraphischen Verbandes von Buntsandstein und buntem Bündnerschiefer, einer Trans-

gressionsbildung mit Geröllen von zerstörten Triasdolomiten und dem Buntsandstein entnommenen Quarzgeröllen und Körnern.

Ein-Schliff aus Schichte 3 zeigt unter dem Mikroskop, daß die kalkige Grundmasse bereits völlig in ein richtungslos feinkörniges Kalzitaggregat umkristallisiert ist. In dieser schwimmen zahlreiche große Quarzkörner und Körner aus Aggregaten von Quarz, von rundlichem oder geschlossen eckigem Umriß, welche teils Kataklasten zeigen, teils vollständig frei davon sind. Neben den Quarzen finden sich selten auch Einschlüsse dichten Kalkes, ferner ein Stück jenes hydrozoenähnlichen Fossils, welches oben aus der Breccie der bunten Bündnerschiefer und der Rozbreccie beschrieben wurde (Figur 6), auch ohne Zeichen einer mechanischen Beanspruchung. Um die Quarzeinschlüsse herum ist der Kalzit als langstenglicher Saum auskristallisiert (Stengel ungefähr senkrecht zum Quarzrand), vielfach umgibt aber die Quarze zunächst eine Rinde von analogen stengeligen Quarzen, welche dann mit den Kalziten ineinandergreifen — es beginnt hier also eine ähnliche Aufzehrung der Einschlüsse durch Umkristallisation wie bei der Tüpfelschieferbreccie und wie dies auch gelegentlich an den anderen Breccien der Bündner Schiefer zu sehen ist. — Soweit die Umkristallisation einen Rückschluß erlaubt, spricht dieser für sedimentäre Transgressionsbildung.

In gleicher Weise, wie mit dem Verrucano in den früher aufgezählten Fällen vermengen sich die typischen Gesteine der „bunten Schiefer“ im westlichen Gebiet, besonders im Fimbartal (Piz da Valgronda u. a. O.) mit einer hier stark vertretenen Art dünntafeliger, kalkigsandiger und toniger Schiefer, welche Fucoiden führen und deren Schichtplatten stellenweise mit Helminthoiden dicht bedeckt sind; doch läßt sich aus den Fucoiden keine sichere Altersentscheidung — ob kretazisch oder tertiär — ziehen. Die Ineinanderschiebung beider Schieferserien dürfte in diesen Gebieten wahrscheinlich auch eine tektonische sein, zudem wir uns hier in nächster Nähe der höchstgestörten Zone — jener des Lias — befinden.

Ein Zug solcher Fucoidschiefer zieht von Westen her zum Isitzerjoch; am Kamm Grübelekopf—Cherns erscheinen sie im Hangenden der Kreide nördlich der „Kirche“ und sind mit den Kreidekalken durch vielfache Wechsellagerung stratigraphisch verbunden.

Am oberen Malfragkopf, zwischen Diabas und Kreidekalk zieht ein diesen Fucoidschiefern sehr ähnlicher Schieferstrich durch, bestehend aus feinsandigen, dünnblättrigen, grüngrauen Schiefen mit Rissen und Narben auf den Schieferungsflächen, teilweise auch knollige grüngraue Sandsteine und mit einzelnen Breccienbänken gleich jenen der bunten Schiefer.

Auch am vorderen Malfrag (2652 m) erscheinen wieder diese Schiefer, hier durch Wechsellagerung mit den unterliegenden bunten Schiefen, beziehungsweise deren Breccien verbunden.

Diese Schieferart ist nun auch weiter östlich noch mehrfach in der Serie der „bunten Schiefer“ enthalten und wurde bei der obigen Beschreibung mit dem wenig präzisen Namen „fyschähnliche Schiefer“ (der an ihr jüngeres Alter erinnern sollte) aufgeführt, mit

dem Verdachte, daß hier vielleicht nicht zur Serie gehörige Beimengungen vorliegen könnten. Ihre Abgrenzung gegenüber den anderen Gesteinen jener Serie ist aber durchwegs eine sehr undeutliche. So sind sie gut nördlich von P. 2854 und P. 2827 beiderseits des Pfundser Ochsenbergs (Stubental) entwickelt, ebenso auch am östlichen Fließberg, überall im Hangenden der Schieferserie und begleitet von grünen Quarzserizitgesteinen. An der Nordseite von P. 2827 verfließen sie im Streichen mit den anderen „bunten Schiefen“. Fast alle Schieferzonen des Stubentals führen Lagen von petrographisch gleichen Schiefen. Eine kartographische Ausscheidung ist nur in einzelnen Fällen, wo sie größere Mächtigkeit erlangen möglich (siehe Kartenbeilage). Weiterhin findet man sie am Pezidkamm und in Lawens, von hier gegen NO werden sie selten, kommen aber immerhin an einzelnen Stellen, z. B. ober Fendels, zum Vorschein.

Die diesen Schiefen auf der Nordseite von P 2827 (Stubental) eingeschalteten Breccienbänke sind makro- und mikroskopisch von den Breccien der bunten Schiefer nicht zu unterscheiden. Sie liegen aber nahe der ganz unsicheren Grenze der beiden Schieferarten.

Inwieweit bei diesen Vorkommen „flyschähnlicher“ Schiefer nun tektonische Einschaltung oder stratigraphischer Verband vorliegt, ist bei der innigen Durcheinandermengung verschiedener Schichtglieder in manchen Zonen schwer festzulegen und hängt vor allem von der Alterszuordnung der bunten Schiefer selbst ab.

Über Altersfolge und Fazies der gesamten Schichtreihe.

Von den sämtlichen Schichten des Gebietes stimmen in ihrer faziellen Ausbildung Verrucano, Trias, Rhät und Lias mit den benachbarten nördlichen Kalkalpen und den Münstertaleralpen im wesentlichen überein und lassen sich zwanglos den entsprechenden Schichten dieser Gebiete anreihen. Dagegen verweisen die Bündnerschiefer in erster Linie auf das Faziesgebiet von Mittelbünden und Prättigau; es ergaben sich aber auch Beziehungen zur Kreide der Lechtaleralpen.

Daß wir es im ganzen nicht mit tektonisch gemischten Schichtreihen zweier verschiedener Faziesgebiete, sondern mit der Formationsreihe eines Ablagerungsraumes zu tun haben, dafür spricht der Zusammenhang, welcher zwischen Bündnerschiefer und Trias durch die Breccien hergestellt wird. Die bunten Bündnerschiefer erhalten durch die starke Beteiligung sedimentärer Breccien und der kalkig-sandigen Schiefer den Charakter einer küstennahen Ablagerung, ähnlich wie dies für den Flysch angenommen wird (siehe u. a. Zuber's Vergleich der Flyschfazies mit den Küstenablagerungen an der westafrikanischen Küste¹⁾). Vor allem spricht dafür aber die Einschaltung einzelner „Linsen“ grober Konglomerate: Materiale welche an den Mündungen kleiner gefällsstärkerer Flüsse in das allgemeine feinere klastische Sediment hineingeschwemmt wurden.

¹⁾ Zuber R., Geolog. Beobachtungen aus Westafrika. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1911, S. 97, und die früheren Arbeiten desselben Autors in Zeitschr. f. prakt. Geol. 1901 und Verhandl. 1904.

Die Zusammensetzung der Konglomerate bedingt ein Erosionsgebiet, dessen Oberfläche in erster Linie aus Trias, dann aus Verrucano und nur sehr selten aus Gneis bestand. Diese Annahme hat meines Erachtens mehr Wahrscheinlichkeit für sich, als jene, daß auf rein tektonischem Wege in die Nähe der jetzt hier bestehenden Zonen von Verrucano und Trias Konglomerate gerückt worden seien, welche gerade die gleichen Gesteinsarten enthalten wie jene Zonen.

Wenn wir demnach alle Schichten in eine Schichtreihe einordnen, so haben wir in dieser Verrucano durch lithologische Eigenschaften, Trias, Rhät, Lias, untere Kreide und wahrscheinlich auch Tertiär durch Fossilien festgelegt; für die Einstellung der bunten Schiefer — und der basalen grauen Bündnerschiefer, wenn man diesen ein größeres Alter als den Crinoidenkalken zumuten will — bleiben mehrere Möglichkeiten offen:

1. Man kann die bunten Schiefer für älter als die grauen Bündnerschiefer ansehen. Sie wären dann möglicherweise der karnischen Stufe (Raiblerschichten der Nordalpen) äquivalent (Gipse!), ein Teil der Dolomite untertriadisch, die Dolomitkomponenten der Breccien stammten größtenteils aus aufgearbeiteten älteren Triasdolomiten. Mehr Wahrscheinlichkeit schiene mir aber die Einrückung in den Jura zu haben, als Transgression über der gesamten Trias und dem unteren Lias (Konglomerate als „Liasbreccien“ gedeutet), wobei die basalsten Teile der grauen Bündnerschiefer auch noch in den Jura herabreichen könnten.

Oder die bunten Schiefer könnten auch Trias und Jura vertreten.

Diesen Alterseinordnungen steht der Umstand erschwerend gegenüber, daß die bunten Schiefer tatsächlich nur im Hangenden der Hauptmasse der grauen Bündnerschiefer und zwischen den Bündnerkreidezügen anstehen und auch in den tiefsten Aufschlüssen der zentralen Aufwölbung (Stubental, Schalkbach, Val sinistra) nicht mehr unter den grauen Bündnerschiefern zum Vorschein kommen.

Spitz und Dyrenfurth beschreiben nun allerdings aus dem südlich des Inn liegenden Gebiete Schuls—Ardez eine Antiklinale, mit einem Kern aus gabbroid intrudiertem vermutlichem Altkristallin, darüber Serpentin, dann bunte Bündnerschiefer und zu oberst die grauen Bündnerschiefer (welche der Beschreibung nach zum Teil der „Bündnerkreide“ entsprechen), so daß also hier die geforderte Unterlagerung vorhanden wäre. Die Antiklinale von Tarasp—Muntana entspricht aber meines Erachtens nicht der Hauptantiklinale, welche sich vom Val sinistra zum Kamm P. Soer—Minschuns fortsetzt, sondern bildet eine dazu parallele eigene kleinere Aufwölbung und die grauen Bündnerschiefer über derselben können nicht dem großen Komplex jener von Val sinistra gleichgesetzt werden, so daß ein Untertauchen der bunten Schiefer unter jene Hauptmasse dadurch noch nicht bewiesen ist. Die bunten Schiefer bei Crusch—Schuls (welche lithologisch dem entsprechen, was hier mit diesem Namen bezeichnet wird) liegen übrigens auf dem Südfall der Hauptantiklinale, so daß, falls die bunten Schiefer der Tarasper Antiklinale wirklich die Fortsetzung dieser sind, die

höhere Lage gegenüber der Hauptantiklinale dadurch bezeichnet wird. Außerdem aber zeigen die Gneisfetzen von Fontana und Rufnat an, daß die Tarasper Antiklinale von Bewegungsflächen durchschnitten wird, welche ihre stratigraphische Verwendbarkeit von vornherein sehr einschränken. Spitz und Dyrenfurth sind geneigt, diese Gneisschollen mit dem Tasnagranit in einer Bewegungsfläche zu vereinen; da letzterer über den basalen Bündnerschiefern liegt, wäre auch dadurch die höhere Lage der Bündnerschiefer jener Antiklinale gegenüber den grauen Schiefer der Hauptaufwölbung dargetan. Daß die bunten Schiefer hier so nahe dem altkristallinen Kern, den man als Basis der ganzen Schieferserie ansprechen könnte, liegen, kann auf die randliche Lage bezogen, bzw. die Aufwölbung analog aufgefaßt werden, wie die kristallinen Einschübe am Viderjoch — Bürkelkopf, wofür auch jene Schubflächen sprechen.

Die 2. Möglichkeit wäre: Die bunten Schiefer sind jünger als die Crinoidenkalke, also obere Kreide und verbunden damit darüber die tertiären Schichten (Fucoidenschichten?, Schichten mit *Orbitoides*).

Manches läßt sich aber nun besser erklären, wenn man unter Beibehaltung der Annahme von der primären Zusammengehörigkeit aller Schichten von der Vorstellung ausgeht, daß Bündnerschiefer und Trias-Lias in einem Sedimentationsraume sich als verschiedene und teilweise äquivalente Fazies nebeneinander abgesetzt haben. Der Verrucano ist als erste Transgressionsbildung über dem Grundgebirge gleichmäßig über das ganze Gebiet hin abgesetzt worden. Darüber setzten sich im Norden und Süden die Diploporenkalke und Dolomite der Trias und die Liaskalke und Schiefer (Samnauner Lias) ab im Zusammenhang mit den mächtigeren gleichen Bildungen der nördlichen Kalkalpen und der Münstertaleralpen, während in anderen Teilen des Gebietes entweder keine Sedimentation erfolgte — Festland? — oder sich bereits Bündnerschiefer abzusetzen begannen. Die tiefsten Teile der basalen grauen Bündnerschiefer könnten als Äquivalente des Jura angesehen werden. In der Lischannagruppe beginnt der Lias mit einer Transgressionsbreccie über dem Hauptdolomit als ein Zeichen, daß schon zu dieser Zeit Bewegungen in diesem Teile der Erdkruste einsetzten, durch welche die Aufarbeitung der Triasgesteine eingeleitet wurde; die ersten Zeichen derselben wären im Bündnerfaziesgebiete dann die tiefsten Breccienlager der grauen Bündnerschiefer. In der unteren Kreide breiten sich dann die Bündnerschiefersedimente mit den Crinoidenbreccien, deren Komponenten immer noch von der Trias geliefert werden, über das ganze Gebiet aus. Die vorgosauische Auffaltung rückt dann die benachbarten und randlichen Triasbereiche neuerdings in den Bereich der Erosion empor und sie und die sie bedeckenden Teile der Bündnerschiefer setzen ihre Aufarbeitungsprodukte in den Breccien der bunten Schiefer ab, welche sich nun über das ganze Gebiet ausbreiten. Sie werden hernach noch von Tertiärschiefern überdeckt. Auf diese Weise würde die zonare Verteilung der Trias und der Mangel andersfazieller Gesteine im

Liegenden der basalen Bündnerschiefer, sowie die Herkunft der Triaskomponenten in den klastischen Gesteinen verständlich gemacht. Die Annahme eines Übergreifens der bunten Schiefer auf das von Trias und Verrucano bedeckte Grundgebirge steht einerseits mit der zonalen Verteilung derselben, ihrer engen Verknüpfung mit dem Verrucano und mit der Küstenfazies der Gesteine in Übereinstimmung — auch der oben genannte Fall von Transgression über Verrucano bei Malfrag ordnet sich hier ein —, andererseits trotz jener Verknüpfung auch mit der Annahme eines jüngeren Alters, wofür die Lagerungsverhältnisse und der Verband mit wahrscheinlich tertiären Schichten spricht.

Es könnte auch die Bildung bunter Schiefer an verschiedenen Orten verschieden früh eingesetzt haben und so auch teilweise Gleichaltrigkeit der beiden Arten von Bündnerschiefern bestehen.

Die Grenze zwischen buntem und grauem Bündnerschiefer ist im allgemeinen klar und bestimmt, ohne aber irgendwo deutlich als tektonische erkennbar zu sein. Doch liegen auch einzelne Momente vor, welche einen engeren stratigraphischen Zusammenhang anzeigen. Es wurde schon oben (S. 477) beschrieben, daß die Nordgrenze der grauen Bündnerschiefer gegen die innerste Zone der bunten vom Beutelbach bis zur Fließeralm von einer besonders tonschieferreichen Zone eingenommen wird, welche bei grünlicher Färbung der Tonschiefer sehr stark den bunten Schiefen sich nähern (Blauer Talrücken) oder durch Begleitung von feinsandigen Lagen jenen ähnlich werden (Schafbergkamm).

Wo die Breccien der bunten Schiefer besonders kalkig sind und zu dickeren Bänken gefestigt, kann eine fazielle Annäherung an die Crinoidenbreccien und Kalke eintreten, so zwischen Matschiberlattel und Malfrag und an den Gufelköpfen (Staffelleralm); am Kamm Mathankopf—Burgschrofen liegt (unter P. 2137) in den bunten Schiefen eine Zone von gelblichen Kalken (ohne Breccien), nach oben mit grünen Tonschiefern wechselnd, bei der eine Zuordnung zu den bunten Schiefen oder den Crinoidenkalken gleich gut möglich ist; auch die „hellbunten“ Kalke östlich unter dem Hexenkopf neigen zu beiden Schichtgruppen hin. Auch Dyrenfurth berichtet für das Schul—Ardetzgebiet von einem allmählichen Übergang der bunten und grauen Bündnerschiefer ineinander, ja auch von Wechsellagerung und Übergang im Streichen zwischen beiden.

Die obige Erklärung der Ablagerungsfolge leidet an der fragwürdigen Beziehung zur Gosautransgression. Ein dieser entsprechender Schnitt in der Schichtfolge — wie ihn etwa die Gosauablagerungen am Muttekopf gegen die unterlagernde Trias zeigen — fehlt in der Bündnerschieferfolge vollständig und es müßte daher zu der Annahme gegriffen werden, daß die vorgosauische Faltung nur die randlichen und benachbarten Gebiete betroffen habe, während im Hauptbereiche die bunten Schiefer sich ohne Unterbrechung über den grauen Bündnerschiefer abgelagert hätten; in dem randlichen Teile kann durch die Überschiebungen des Gneisgebirges und der Mischzonen eine transgressive Lagerung verdeckt sein. Wir befänden uns hier am Westrande des kretazischen Auffaltungsbereiches.

Kober¹⁾ hat versucht, bei der Deutung des Gebietes als „Fenster“ mit vorgosauischer Überschiebung des Ostalpinen über das Lepontinische das Vorhandensein nachgosauischer Schichten innerhalb des Fensters in der Weise zu erklären, daß er die höheren Teile der Schichtfolge (Serie des Piz Roz, Piz Minschuns u. a.) als erst nach der Hauptüberschiebung entstanden und durch spätere Bewegungen miteinbezogen annimmt. Eine derartige Abtrennung ist aber ganz undurchführbar, auch der Grad der Metamorphose kein Kriterium dafür, weil die Metamorphose nicht nur von oben nach unten, sondern auch im Streichen desselben Schichtzuges (z. B. innere Zone bunter Schiefer) von wenig oder nicht metamorphen zu hochmetamorphen führt, und auch zwischen unten und oben in keiner Weise abgrenzbar ist.

Der von älteren und neueren österreichischen Geologen beschriebene Zusammenhang zwischen den Gosauschichten der österreichischen Kalkalpen und dem Flysch, welchem auch Kober mit der Annahme des vorgosauischen Schubes von Ostalpin über Lepontinisch gerecht zu werden sucht, lehrt, wie F. F. Hahn²⁾ schreibt, „daß hier an eine namhafte nachkretazische Annäherung von Lepontinisch und Ostalpin kaum zu denken ist“. Wenn dies auch für Westtirol zu Recht besteht, so könnte auch das Engadinergebiet in nachkretazischer Zeit nicht mehr von der Silvrettamasse samt ihrer kalkalpinen Decke überfahren worden sein — oder die Schichtfolge reicht hier bloß bis in die untere Kreide: Die Feststellung tertiärer Schichten ruht ja allerdings — abgesehen von den bei Flyschfazies nicht sehr verlässlichen Gesteinsvergleichen — nur auf einem einzigen Mikrofossil, dessen Schnittlage im Dünnschliff obendrein eine vollkommen sichere Gattungsbestimmung nicht zuläßt.

Die Beantwortung dieser Frage hängt von der weiteren Erschließung der Lechtalerkreide und den Beziehungen zwischen ihr, der Gosau und dem Flysch ab. Das Alter der Lechtalerkreide im Verhältnis zur Gosau ist noch nicht genau bekannt und ebenso ist der Zusammenhang von Gosau und Flysch für diesen Teil der Kalkalpen nicht sicher festgestellt. Wie mir Freund Ampferer versichert, ist die Lechtalerkreide mehr den Bündnerschiefern ähnlich als dem Flysch und von diesem deutlich unterschieden, ebenso wie auch die Gosau des Muttekkopf.

II. Die Lagerungsverhältnisse.

I. Die zentrale Aufwölbung.

Die Lagerung der Schichten in dem hier bearbeiteten Gebiete ist scheinbar eine sehr einfache. Von einer SW—NO verlaufenden Achse aus fallen die Schichten gleichmäßig nach beiden Seiten ab, bis an den Rand des Gneisgebirges.

¹⁾ Mitteil. d. geol. Ges. in Wien 1912, S. 45 u. ff.

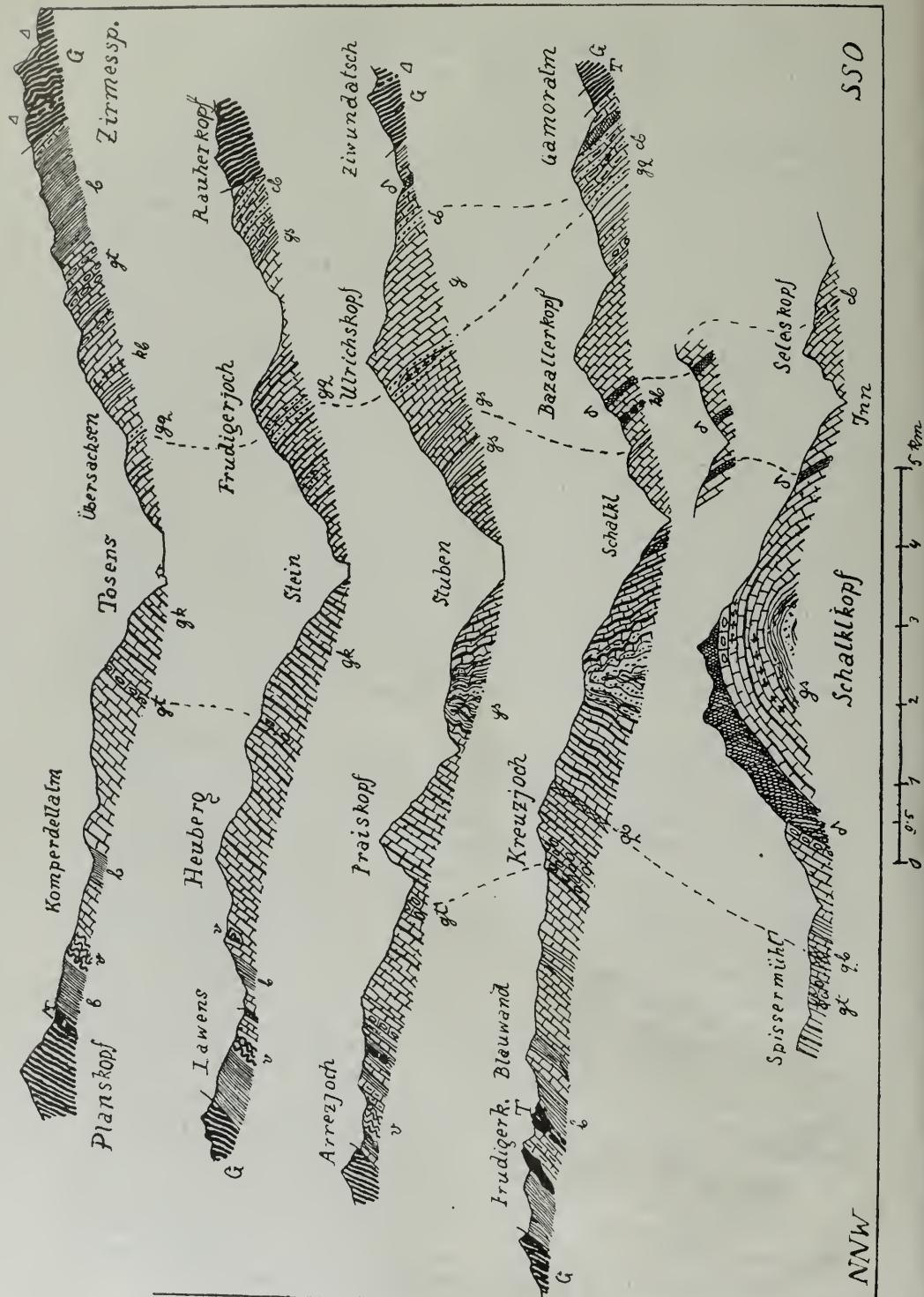
²⁾ Mitteil. d. geol. Ges. in Wien 1913, S. 246.

Die Achse verläuft über den Grat des Piz Mondin — an dessen Ostabfall die große Wölbung schön auf weithin zu sehen ist — zieht über die Kobleralm (Rauhes Eck) am Südhang des Kreuzjoch hin, verquert das Stubental unterhalb der Talteilung und erreicht bei Tschupbach den Inn entsprechend der schwachen Divergenz zwischen dem Schichtstreichen und dem Flußlauf. Von hier ab senkt sich die Antiklinalwölbung gegen Nordosten in die Tiefe: In den Berghängen östlich und südöstlich von Tösens (Übersachsen, Breithaslachgraben) streichen die Schichten NS mit Abfall gegen Osten, weiter gegen Süden schwenken sie in die NO-Richtung des Südschenkel ein, ebenso wie sie im Norden durch NW-Streichen mit dem Nordschenkel verbunden sind. Auch ober Tschupbach, also im Nordschenkel bemerkt man ein Einbiegen des Streichens aus der NO-Richtung in OW und OSO in den tieferen Gehängen; höher oben in der Gegend von Serfaus streichen die Schichten mit ONO- bis NO-Richtung gegen Prutz hin weiter. Im Stalanzertal ist wieder durch das bogenförmige Streichen (NW in der Talöffnung, NS innerhalb Spielebner und NNO unter der Alm und am Mittelrücken) und das Ostfallen der periklinale Abfall der großen Antiklinale gegen Osten ausgedrückt.

Sehr schön kommt die östliche Abwölbung im bogenförmigen Verlauf der inneren Schieferzone zum Ausdruck: diese streicht bei Fendels und über dem Burgschrofen OW mit steilem N-Abfall; den Kamm zwischen Wiesele und den Fendler Bergmähdern (Kieselalm) überschreitet sie mit NS-Streichen und steilem Ostfallen und jenseits der weiten Schutt- bzw. Vegetationsflächen der Kieselalm setzt sie sich mit NO-Streichen und Südfällen über Fendleralm und Stalanzertal im Südschenkel der Gesamtwölbung bis ins Tösnerthal fort.

Sie schiebt sich hier zwischen den dem Gneisrand folgenden Zug der Crinoidenkalke und die am Kamm Serneskopf—Malzkopf noch nahe darunter befindliche Zone von Tüpfelschiefern ein. Die letzteren schwenken bereits auf der Stafelleralm gegen N hin ab und dürften vielleicht das untere Stalanzertal im Bogen durchziehen — es sind hier nur unsichere Spuren davon vorhanden. Ein Zusammen-schluß mit jenen von Gallmötz ist aber aus stratigraphischen Überlegungen (siehe oben) nicht wahrscheinlich. Die Crinoidenkalke dagegen ziehen über der Zone der bunten Schiefer in einem schmalen Streifen dem Gneisrand entlang fort — wenn auch ober der Bergleralm ihr Zusammenhang mit jenen des Serneskopf ein kurzes Stück unterbrochen ist, so müssen sie doch als Fortsetzung dieser angesehen werden. Vom Pleißköpfl ober der Bergleralm bis zum Nordwestkamm des Mathankopfs ober Fendels streichen sie so zwischen Gneis und bunten Schiefer fort, am letzteren aber trennen sie sich wieder davon, indem die bunten Schiefer gegen N umschwenken, die Crinoidenkalke aber durch den Waldhang südlich des Petersbaches fragmentarisch bis ins Kaunertal hinab zu verfolgen sind.

Am Mondin ist die Wölbung flach und weit, sinkt aber nach den Seiten rascher ab. Gegen Osten hin ist die Antiklinale enger zusammengedrückt, wie dies besser noch als an den basalen Schichten in den Zonen der bunten Schiefer zum Ausdruck kommt.



Erklärung zu nebenstehender Figur 10.

Übersichtsprofile durch die Antiklinale der Bündnerschiefer.

Maßstab nahe 1:90.000.

<i>G</i> = Gneis und Amphibolit.	<i>gt</i> = Tüpfelschiefer.
<i>v</i> = Verrucano.	<i>qb</i> = Quarzreiche Breccien.
<i>T</i> = Trias.	<i>kb</i> = Kalkige Breccien.
<i>gk</i> = Kristallinische graue Bündnerschiefer.	<i>cb</i> = Crinoidenkalke und Breccien.
<i>g</i> = Kalkige graue Bündnerschiefer.	<i>b</i> = Bunte Bündnerschiefer.
<i>gs</i> = Tonschieferzonen.	δ = Diabaslager.
<i>gq</i> = Quarzitische Ausbildung der grauen Bündnerschiefer.	Δ = Diabasgänge.

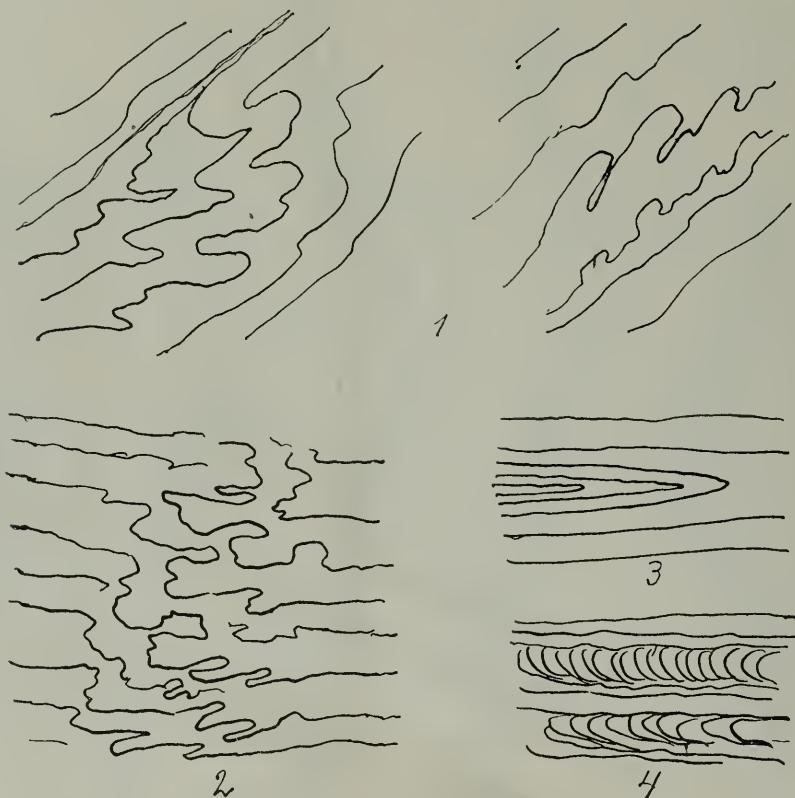
Sattel- oder Muldenumbiegungen großen Ausmaßes innerhalb der Schenkel der Hauptwölbung, welche also die Mächtigkeit der Schenkel in Faltelemente auflösen ließen, sind nirgends zu sehen, so daß der Nordschenkel vom Kern bis zum Innenrand der innersten Zone bunter Schiefer im Norden gemessen eine Mächtigkeit von 3·5 bis 4·5 *km* erreicht, der Südschenkel (Nauders—Tösnertal) vom Kern bis zum Gneisrand gemessen eine solche von etwa 5 *km*.

Allenthalben ist eine Kleinfältelung der Schichten eingetreten, welche besonders in den stark mit Tonschiefern durchzogenen Zonen auffällig wird, aber auch in den rein kalkigen nicht mindere Intensität erreicht und hier durch die ihr folgenden weißen Kalkspatadern oft sehr schön hervorgehoben wird. E. Suess hat diese Erscheinung von der Stillebachschlucht als „galoppierende Fältelung“ beschrieben, indem hier die Fältchen gegen die Neigung der Schichtflächen übergeneigt sind, also scheinbar gegen die Schieferkuppel ansteigen. Ein Schluß auf die Tektonik im großen ist aber daraus nicht zu ziehen, da diese Fältelungen nur der Ausdruck der von Ort zu Ort wechselnden Differentialbewegungen sind und dementsprechend die Überkipfung der Fältchen keine über größere Bereiche einheitliche ist; überdies ist die Bewegungsrichtung vielfach überhaupt nicht eindeutig bestimmbar.

Es lassen sich verschiedene Arten der Fältelung unterscheiden: Die Achsen der Fältchen können parallel oder divergent bis senkrecht zum Streichen der Schichten liegen. Das letztere beobachtet man oft an völlig zusammengeklappten liegenden Fältchen, welche zwischen unverbogenen Schichtplatten eingeschlossen sind; erscheint die Umbiegung nicht im Querbruch, so glaubt man eine konkordante Folge der Schichtplättchen vor sich zu haben (Figur 11, 3). Bei Parallelität der Fältchenachsen mit dem Streichen trifft man einerseits den Fall, daß einzelne oder mehrere Schichtblätter zwischen weniger oder nicht verbogenen über größere Erstreckung hin in stehende oder liegende Fältchen gelegt sind, wobei die Fältchen im Sinne des Fallens oder entgegengesetzt überkippt sein können: Gleitfältchen, durch ungleich rasche oder ungleich gerichtete Verschiebungen parallel den

Schichtflächen hervorgerufen. Die Zeichnung (Figur 11) zeigt zwei Arten solcher Gleitfältchen (1). Andererseits beobachtet man, daß eine Zone quer, senkrecht zu dem Fallen der ganzen Schichten in liegende Fältchen verknittert oder auf das vielfältigste durcheinandergewälzt ist: Knitterfältchen, welche vielleicht durch Zusammentreffen entgegengesetzt gerichteter Bewegungsimpulse an schwächeren Zonen ausgelöst werden (2). Schließlich wäre der seltener zu beobachtende Fall

Fig. 11.



Fältelungsformen.

zu erwähnen, daß ehvor es zur Ausbildung liegender Fältchen kam, ein Zerreißen und Aufstapeln in quer gestellten gebogenen Schüppchen zwischen parallelen Bänken erfolgte (4).

Auch daß liegende Fältchen senkrecht zu ihrer Achse nochmals in Faltenwellen gelegt sind, ist nicht selten zu sehen.

Das größte Ausmaß der einzelnen Fältchen beobachtete ich an den Nord- und Ostwänden des Muttler, wo die Bänke der quarzitischen Fazies zwischen den Tonschieferlagen zu liegenden Falten von vielen m^2 Querschnitt zusammengestaut sind. Es entspricht der von

Br. Sander¹⁾ aufgestellten Regel der Stauchfaltengröße, daß die festeren quarzitischen Bänke dies zeigen, während die Tonschieferlagen ganz kleine Fältelungen annehmen oder an Gleitflächen verschoben werden.

In der Gegend von Finstermünz, nach Süden bis in die Schlucht des Labaunerbaches und am unteren Teil der Samnaunerschluft (Fernertobel) werden die grauen Bündnerschiefer von großen Klüften durchschnitten, welche eine Richtung nahe um NS einhalten und im Gelände als Felsrinnen, kleine Bachklammen oder „Kamine“ von der Erosion ausgearbeitet sind. Vielleicht steht ihr Vorhandensein im ursächlichen Zusammenhang damit, daß der Inn gerade hier eine ungefähr nordsüdliche Richtung innehält gegenüber dem sonst herrschenden NO-Lauf.

II. Die nördlichen Randzonen.

Der Nordrand des Gebietes erscheint in seinem gleichsinnigen NW- beziehungsweise N-Fallen und im Streichen völlig dem Nordschenkel der zentralen Aufwölbung zugehörig, hier zeigt aber das Auftreten von ihrem Alter nach besser kenntlichen Ablagerungen sowie deren Wiederholung deutlich an, daß wir es nicht mit einer einheitlichen Schichtfolge, sondern einem tektonischen Verband zu tun haben.

Die tektonische Struktur dieser Zone gleicht der eines flaserigen Lagengneises: langhinziehende Fläsern, beziehungsweise Schichtzonen, welche schließlich auskeilen oder sich zerteilen, streckenweise anschwellen und dann wieder ganz schwächlich werden. Anzahl der Teilzonen, Breite und Zusammensetzung der Randzone wechselt in den verschiedenen Profilen.

Die Breite der ganzen Randzone ist am geringsten am Arrezjoch, wo sie auf der Karte ca. 1400 *m* mißt (vom Innenrand der südlichsten Schieferzone bis zum Gneisrand), gegen Westen verbreitet sie sich; am Frudigerkamm 2200 *m*, am Kamm Grübelekopf—Munt da Cherns 3100 *m* und erreicht im Fimbertal noch größere Breite; ebenso treten die Randzonen gegen Osten auseinander: bei Serfaus nehmen sie bereits einen Streifen von 3 *km* Breite ein und im Profil Fendels—Pontlatz erreichen sie ein Höchstmaß von 6 *km*.

Sieht man von der „Verflaserung“, dem Mangel an Stetigkeit ab, so kann man die Randzone im tirolischen Gebiet in vier Hauptzonen gliedern, zu denen sich von der Fließeralm an gegen Westen noch weitere zwei oder drei zugesellen. Die vier Hauptzonen wären:

die innere Zone bunter Schiefer, begleitet von Triasschollen,

eine Zone grauer Bündnerschiefer,

die Verrucano-Triaszone,

die äußere Schieferzone, ebenfalls mit Triasschollen,

¹⁾ Tschermaks Min. Mitteilungen 1911, S. 286.

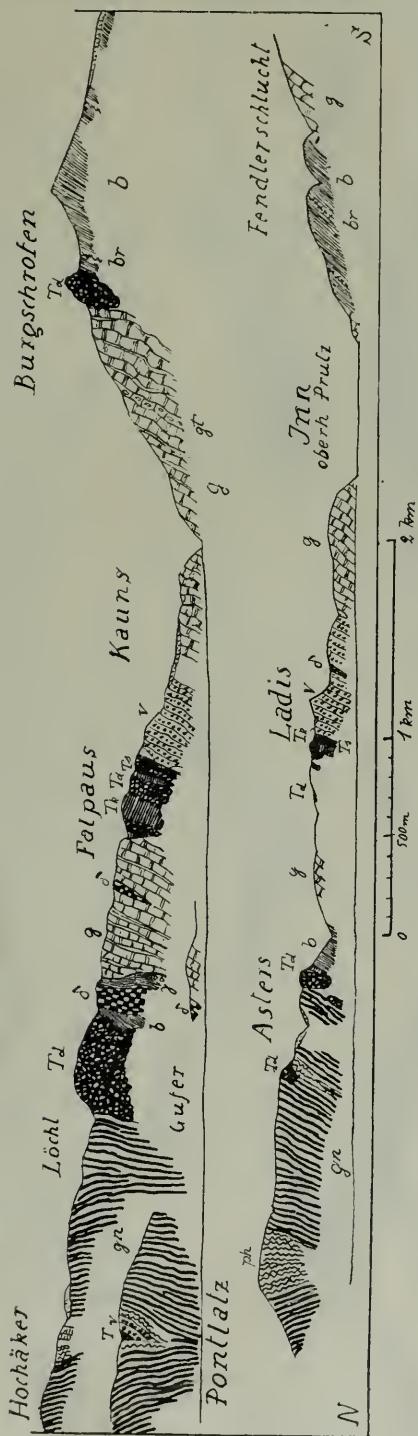


Fig. 13. Profile durch die Flanken des Prutzer Talbeckens.

gn = Gneise. — *ph* = Phyllit. — *v* = Verrucano. — *Td* = Triadolomit. — *Tk* = Triaskalke. — *Ts* = Tonschiefer und Sandstein der Trias (Rhat?). — *g* = Graue Bündnerschiefer. — *gt* = Gips. — *γ* = Gips. — *δ* = Diabasschiefer.
br = Bunte Bündnerschiefer, *br* = Breccien derselben.



Fig. 14. Maßstab: 1:23.032. — Zeichenerklärung zur Profreihe 1—20 (Figur 14—17): Profile durch die nördliche Bandzone.

G = Gneise der Silvretta. — A = Amphibolit. — Gm = Mylonitische Gneise und Amphibolite. — v = Serizitschiefer, Arkosen und quarzitisches Gesteine des Verrucano. — ep = Phyllit des Verrucano. — ed = Eisendolomit. — Id = Triasdolomit. — Tk = Kalke der Trias. — Ts = Tonschiefer und Sandsteine der Trias. — Tr = Rauhwaacke. — y = Gips. — L = Kalke des Lias. — Ls = Lias-schiefer. — g = Graue Bündnerschiefer. — gt = Tüpfelschiefer. — gr = Crinoidenhältige Kalke und Breccien. — b = Bunte Bündnerschiefer, br = Breccien derselben. — bc = Conglomerat in den bunten Bündnerschiefern. — = Fucoitenführende Schiefer (Fyscherschiefer). — ð = Diabas.

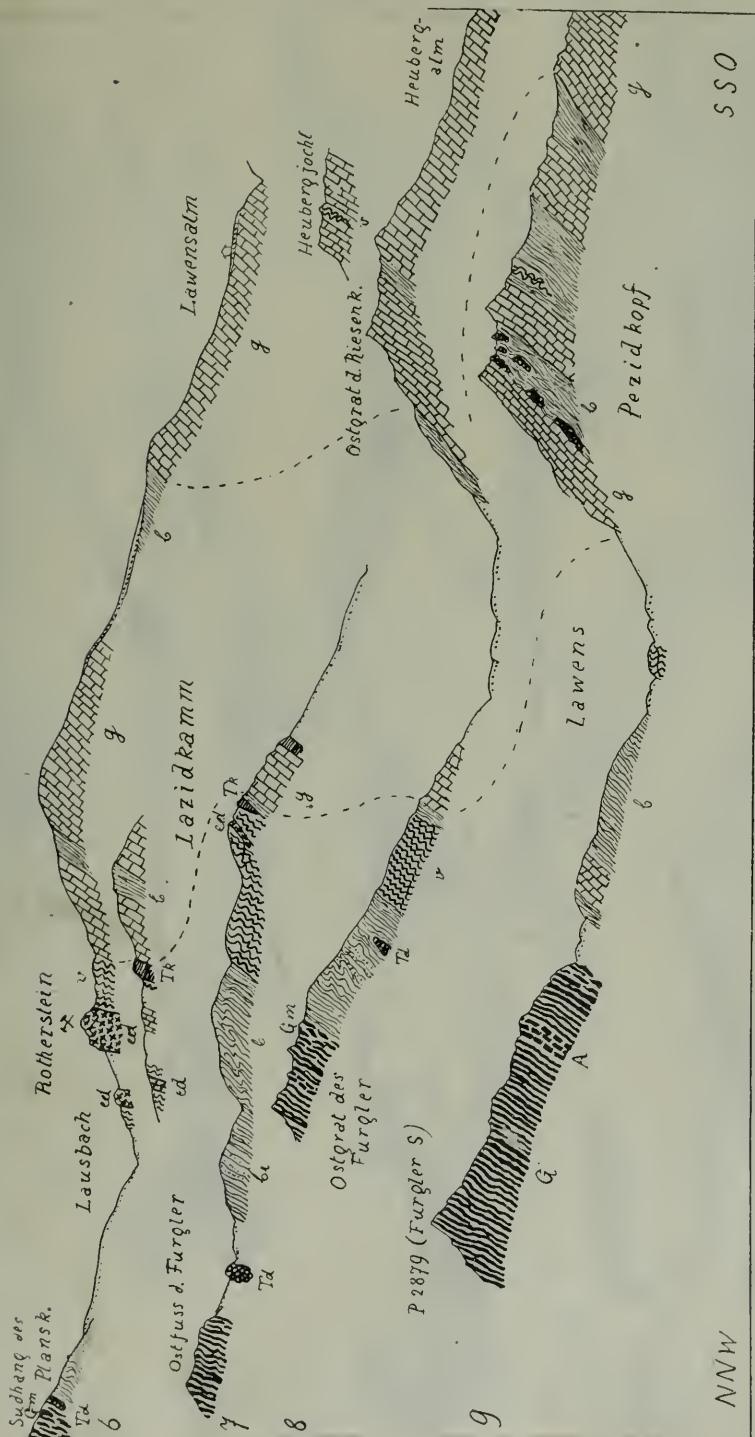


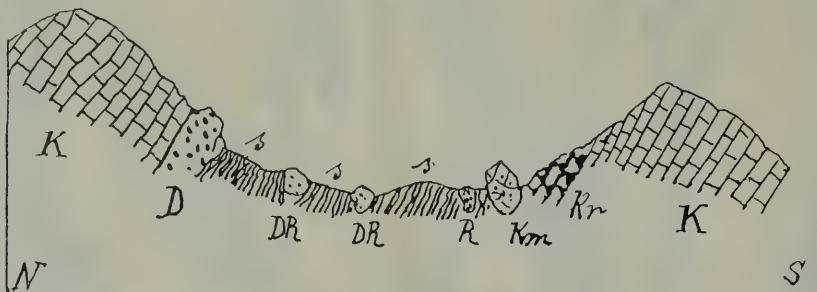
Fig. 15. Maßstab: 1:17.105.

im westlichen Teil setzt dann auf der Fließeralm die Liaszone ein und nach außen zu noch eine solche mit Bündnerkreide, Fucoidenschiefen und Diabasen.

Die **innere Zone bunter Schiefer** entfaltet sich bei Fendels in großer Mächtigkeit (Schichtbeschreibung der bunten Schiefer siehe im stratigraphischen Teil). Im Profil von Fendels 1400 m mächtig, OW streichend mit steilem N-Fallen.

Am Nordrand, an der Grenze von bunten und grauen Schiefen ragen Schollen von Triasdolomit als steile Felsklippen auf: Vor allem der Burgschrofen als größte derselben; drei weitere von absteigender Größe zu beiden Seiten davon. Auch am nächstöstlichen Bergeck (am Weg nach Wiesele) sind noch kleinere Reste zu sehen. Sie sind wie Pfähle isoliert voneinander an der Schichtgrenze steilstehend eingerammt. Eine liegt über dem Inn, nördlich Ried.

Fig. 18.



Profil über die beiden Gipfel des Pezidkopfes.

K = Kalkschiefer. — *kr* = Knauerige Kalke. — *s* = Bunte Schiefer. —
km = Marmor. — *D* = Dolomit, brecciös. — *DR* = Dolomit und Rauhwaacke.
R = Rauhwaacke.

Zwischen Ried und der Komperdellalm ist die Zone vielfach von Glazialschutt überdeckt. Am Lazidkamm zieht in ihrer Fortsetzung am Alpweg nach Lawens eine 400 m breite Zone bunter Schiefer durch, höher oben am Kamm, getrennt durch eine Zone grauer kalkiger Schiefer, eine zweite noch etwas schmalere. Damit beginnt eine Zerteilung und Zerfaserung der inneren Zone, welche im Pezidkamm und Stubental ihren Höhepunkt erreicht.

Die bunten Zonen des Lazidkamms übersetzen das Lawenstal und streichen schräg über den Pezidkamm weiter. Südlich der südlichsten Zone erscheint eine isolierte „Flaser“ von bunten Schiefen am Ostabhang des Riesenkopfs, mitten in den grauen Kalkschiefern. Ein eigenartiger isolierter Einschub ist hier weiters am Kamm zum Heuberg, nahe der Stelle, wo der Steig von Lawens zur Heubergalm den Kamm überschreitet, vorhanden: es steckt eine kleine Linse von grünem Serizitquarzknauerfels und weißem grobkörnigen Arkoseschiefer, also Gesteine des Verrucano, mitten im

grauen Bündnerschiefer. Auch in der zweiten Teilzone bunter Schiefer, welche über den höchsten Riesenkopf (auf der Karte ohne Höhenzahl und Name) streicht, tritt hier nun Verrucano ein: zwei Bänder von je 2—3 m Mächtigkeit, bestehend aus weißem Serizitquarzit mit etwas grünen und violettgrauen Tonschiefern begleiten die bunten Schiefer und schließen sich am Joch gegen den Pezidkopf zu einem Bande zusammen, welches dann am südlichen Seitenkamm des Pezidkopfs auskeilt.

Getrennt durch graue Kalkschiefer gliedert sich am Pezidkopf nun noch eine dritte Zone (bzw. vierte) von bunten Schiefen an, welche über den Sattel zwischen den beiden Gipfeln des Pezidkopfs streicht und sich am nächsten südlichen Seitenkamm (über dem Kadratschtal) abermals in zwei Teilzüge spaltet, am letzten Südkamm dieser Gruppe sich aber wieder zu einem vereinigt durch Auskeilen der dazwischentretenden Kalkschiefer.

In der Pezidgruppe treten nun wieder — zuerst in dem nördlichsten Teilzug, dann auch in dem südlichen — Schollen von Triasgesteinen auf, durchwegs von geringen Dimensionen. Starke tektonische Beanspruchung spricht sich in dieser Zerteilung aus, der Dolomit ist oft stark brecciös, oft ganz umkristallisiert, von Quarzadern durchzogen. Am Pezidkopf vertritt zum Teil eine gelbe löcherige Rauhwaacke seine Stelle.

Sie sind in diesem Teile ziemlich regellos in den bunten Schiefen verteilt, doch kommt auch in dieser kleinzerteilten Region die Neigung zu einer Anordnung an der Grenze der bunten Bündnerschiefer gegen die Kalke und Kalkschiefer mehrfach zum Ausdruck. Ganz selten dagegen sind Triasschollen in die grauen kalkigen Zonen selbst eingeschlossen. Eine ganz verquetschte solche Linse von Dolomit beobachtet man am Nordabsenker des Riesenkopfs; eine andere ist am Westabfalle des Kammes Arrezjoch—Schafberg, nahe an der Grenze gegen die nördlichste Teilzone bunter Schiefer in die Kalkschiefer eingeflochten (gelber Dolomit).

Zwischen den beiden Ästen des Stubentals ist die „innere Zone“ ebenso zerteilt wie am Pezidkamm; vier Teilzonen, von denen eine der südlichen auskeilt und im Westen zwischen den oberen wieder eine neue einsetzt. In dem Hügelland nördlich der Gschneid entfaltet sich Verrucano inmitten dieser Zone stark und endet dann plötzlich unter dem Minderskopf. Er ist eng mit den bunten Schiefen verflasert. Zahlreiche Triasschollen von Hausgröße bis zu Blöcken herab sind hier teils in, teils am Rande der bunten Schiefer eingeschaltet, einzelne auch zwischen die schmalen Züge grauer kalkiger Bündnerschiefer. In dem Bereich zwischen Masner und dem Pfundser Ochsenberg sind in dieser inneren Zone etwa zwei Dutzend solcher Triasschollen aufgeschlossen, welche meist als kleine schroffe Klippen den sanften Schieferhängen entragen. Dolomit, Kalke und Rauhwaacke sind beteiligt; außerdem ist am Bach bei P. 2557 im Zuge der anderen Klippen auch eine Scholle von spätem Eisendolomit, gleich jenem von Serfaus aufgeschlossen, dicht dabei entspringt eine starke Eisenquelle (siehe S. 450). Auch ein Gipslager ist da, überlagert von grauen Kalkschiefern und unter-

lagert von einem dünnen Band bunter Schiefer, unter welchem dann erst der Verrucano liegt. Das Lager liegt in der Mischzone von Verrucano und buntem Schiefer (und flyschähnlichem Schiefer).

Am Südwestfuß des Minderskopfes liegt, von Halden umgeben, ein anstehender kleiner Felsrücken von „hellbunten“ Kalken (siehe oben S. 461).

In der Fortsetzung der Zone vom Pfundser Ochsenberg zur Fließeralm (Frudigerkamm) vereinfacht sich die tektonische Struktur wieder. Am Kamm sind nur mehr zwei Zonen bunter Schiefer da (deren südliche am Ostabhang der Blauwand aus der Vereinigung zweier schmaler, teilweise erst im Gmeiertal auftauchenden Züge besteht): eine schmalere südlich der Blauwand und eine sehr breit angeschwollene Schieferzone im Sattel zwischen dem genannten Gipfel und dem südlichen Vorkopf des Frudigerkopfes. Es wurde schon früher angegeben, daß der Südrand gegen die „zentrale Aufwölbung“ sowohl hier als weiter östlich keine Zeichen einer Schubfläche erkennen läßt.

Von den zahlreichen Triasschollen der ganzen Zone von Fendels bis ins Samnaun liegt mit Ausnahme einer kleinen am Pezidkopf keine am Südrand der Zone, die größten und viele kleinere am Nordrand.

Den Nordrand begleitet eine der größten und ausgedehntesten Triasschollen (siehe das Profil Figur 1), welche in sich wieder heftig gefasert ist und innerhalb der Trias die Struktur der ganzen Zone widerspiegelt. Gegen Osten läuft sie in einer Reihe kleinster Blockschollen aus, welche zwischen kalkige Bündnerschiefer eingeklemmt sind. Ebenso ist ihre Fortsetzung zur Fließeralm in einem Schwarm von kleinen Schollen aufgelöst, welche der Grenze zwischen bunten Schiefen und den Kreidekalken des Frudigerkopfes folgen. Am Kamm ist der obere Teil der Triaskalke in Blöcke zerteilt, welche linsenförmig in den Bactryllienmergeln stecken. Trotzdem lassen sich aus letzterem tischgroße, vollkommen ebene, dünne Platten abheben. Im östlichen Teil stecken im Dolomit, am Fuß der Felsen gangartig Grünschiefer (zwei gangförmige Vorkommen und östlich davon ein etwa Quadratmeter großes Nest des gleichen Gesteins mitten im Dolomit, siehe Figur 1 b). Der Grünschiefer ist auch heftig zerpreßt und geschiefert, der angrenzende Dolomit kreuz und quer von Klüften und Rutschflächen durchtrümmert. Es handelt sich dem Anscheine nach eher um eine mechanische Einschiebung des Diabases in den Dolomit, als um Eruptivgänge. Am Südgrat von P. 2754 liegt ein schmales Band von Grünschiefer nach Art einer konkordanten Einlagerung oder einer konkordanten Schuppe zwischen den Triaskalken (siehe das Profil Figur 1).

Am Pfundser Ochsenberg, im „Gmeier“, sieht man sehr schön ein paar kleine Triasdolomitlinsen in dem mittleren Zug kalkiger grauer Schiefer eingeschlossen (siehe Tafel XXII).

Auf der Fließeralm schrumpft die „innere Zone“ noch mehr zusammen; am Tilolet ist der Schieferzug der Blauwand noch zu sehen, der breite nördliche Zug ist nur undeutlich (gutenteils wohl

wegen der schlechten Aufschlüsse) und in bedeutend geringerer Mächtigkeit aufzufinden; Triasschollen fehlen hier.

Am nächstwestlichen Kamm endlich zwischen Malfragtal (Zanderwiesen) und der Alp bella zeigen nur mehr ein paar kleine Dolomitkeile bei „Sur la prada“, beiderseits von grauen kalkigen Bündnerschiefern (mit Tonschieferzwischenlagen) umschlossen, die Fortsetzung jener Zone an.

Im Streichen entsprechen ihnen am Ostabhange des Piz Munschuns, wieder etliche isolierte Dolomitschollen und weiterhin trifft man im Verfolg dieses Horizontes auf das Gipslager bei Chè d'Mott. Hier enden zunächst die zusammenhängenden Spuren der „inneren Zone“; geht man aber dem Streichen der Schubflächen nach weiter, so gelangt man in die Gegend des Stammer und kann die Triasscholle dieses Gipfels als tektonische Fortsetzung der „inneren Zone“ zurechnen.

Die bunten Schiefer von Fendels werden in steiler Stellung überlagert von einem Komplex **grauer Bündnerschiefer** (Profil Figur 13), welche petrographisch den basalen Schiefern gleichstehen, keine Breccien enthalten, wohl aber ein kleines Vorkommen von Tüpfelschiefer. Es liegen hier nicht wie weiter westlich die Gesteine der Bündnerkreide (im Sinne von Paulcke) über der „inneren Zone“, sondern es scheint sich hier im Osten noch eine mächtige Schuppe basaler grauer Bündnerschiefer emporgedrängt zu haben. Sie besitzt am Eingang des Kaunertals und bis gegen Fiß hin eine Mächtigkeit von ungefähr 1500 m; westlich Fiß verschmälert sie sich. Am Beutelkopf ober Serfaus ist mitten in sie eine größere Scholle von Trias, der oben beschriebene Diploporendolomit, beziehungsweise Kalk eingesenkt (siehe Profil 4, Figur 14); trotzdem die Bänke der Trias mäßig nordfallend liegen (OW—NO-Streichen), zieht der Triasstreifen gerade über den steilen Waldhang gegen den Beutelbach hinab, gleich wie das Streichen der Schichten, beiderseits eingeschlossen von den tonreichen grauen Schiefern. Da der Lagerung des Trias zufolge diese am Gehänge taleinwärts austreichen müßte, kann angenommen werden, daß sie an saigeren Bruchflächen in die Bündnerschiefer eingesenkt ist. Gegen Westen zu endet sie auf der Höhe des Kopfes (lokal mit NNW- oder NS-Streichen), hebt also hier gegen W ansteigend in die Luft aus. Am Südwestabhange des Beutelkopfs steht (nahe über dem den Hang durchziehenden Wasserwaal, welcher das Serfauserfeld versorgt) ein starkes Lager von Dolomitbreccie an, gleich jener in den bunten Schiefern unterhalb Fendels: graue, beziehungsweise braungelbe Dolomitfragmente in weißlichem feinkristallinem Zement; Breccienlagen mit großen und solche mit kleinen Geröllen wechseln ab. Beiderseits stehen nahe daran graue, stark kristallinische kalkige Bündnerschiefer an, im N manchmal an kristallinisch gewordene Tüpfelschiefer erinnernd. Weiter südlich läßt die Kristallinität nach, bevor man die südliche Zone bunter Schiefer erreicht. Der Art der Breccie nach ist anzunehmen, daß es sich um eine tektonische Einschaltung handelt. Gegen Westen grenzt das Vorkommen an die weite Glazialschuttfläche der Serfauser Bergwiesen, welche die ganze Zone grauer Bündner-

schiefer hier überdeckt. Erst nordwestlich und westlich der Komperdellalm taucht der Fels wieder hervor. Am östlichsten Teile des Lazidkammes stehen noch die gleichen grauen kalkigen Schiefer an, wie bei Serfaus und Fiß, hier aber nur ungefähr halb so mächtig und sie verschmälern sich noch weiter mit dem Eintritt in die Zerfaserungszone des Pezidkammes.

Von Westen her greifen die auf Grund ihrer Breccienführung zur Bündnerkreide gestellten Kalkzüge in die gleiche Zerfaserungsregion ein. Ein mächtiger Zug derselben überquert das Gebiet der Fließeralm, durch seine steilen Felshänge das Gebiet der unteren Almweiden von den hochgelegenen Weideflächen der Karböden trennend (NO streichend und mehr oder weniger steil berg-einfallend) und bildet dann verschmälert den Gipfel des Frudigerkopfs. Weiterhin gegen NO, am Pfundser Ochsenberg, keilt er in der „Flaserungszone“ aus.

In der Masner kann allenfalls die schmale, von vielen Trias-schollen begleitete nördliche Kalkzone als Wiederauftauchen des Frudigerzuges angesehen werden und ihr entsprächen dann weiterhin die den Pezidkamm bildenden Kalke, in denen auch noch eine Breccienbank gefunden wurde. Diese setzen dann noch zum Lazidkamm sich fort — durch eine Zone bunter Schiefer getrennt liegt hier darunter das Westende des oben beschriebenen Zuges grauer basaler Schiefer Prutz—Fiß—Serfaus und zerflasert sich in den südlicheren Kalkzügen des Pezidkammes und Stubentals.

Zwischen Komperdellalm und Fließeralm sind die von Osten und Westen heranrückenden Kalkzüge — einerseits die „basalen“ grauen Bündnerschiefer, andererseits die Kalke mit Bündnerkreid-breccie — in einer Flaserungszone ineinander verwoben, ohne daß ein Übergang und Zusammenhang in einem stetigen Zuge fest-zulegen wäre.

Von der Fließeralm westwärts findet der mächtige Kalk-schieferzug des Fließerberges (Tilolet) seine Fortsetzung im Munt da Cherns, Piz Munschuns und dem Bergzug des Piz Ott (Hoher Spitz) und von dort zum Massiv des Piz Roz und Piz Vadret.

Ein auf weite Strecken hin stetig fortstreichender Gesteinszug grenzt die Zone grauer Bündnerschiefer gegen N ab: die **Verrucano-zone**. In einheitlichem, zusammenhängendem (nur von Schuttbedeckung unterbrochenem) Zuge verläuft sie vom Kaunerberg über Ladis, den unteren Sattelkopf, Lazidkamm, bis zur Lawensalm. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 500 und 1000 m.

Südlich von Ladis liegt an der Südgrenze des Verrucano gegen die grauen Bündnerschiefer ein Zug von hellgrauen oder grün-grauen, seltener schwärzlichen Phylliten und phyllitischen Tonschiefern. Der Verband mit typischen Gesteinen der Verrucanoserie und die Wiederkehr dieser Phyllite weiter nördlich zwischen den Verrucanotypen sprechen dafür, auch sie dem Verrucano zuzurechnen. In ihnen stecken einzelne kleine Blöcke spätigen gelben Dolomits, den ich dem Eisen-dolomit bei Serfaus gleichstelle (siehe S. 449). Die angrenzenden Phyllite sind im Kontakt verknetet, die Dolomitklötze anderen Orts

quer zur Schieferung verschoben: Differenzialbewegung infolge Materialunterschiedes.

Die erste Zerteilung tritt bei den Eisendolomitlinsen am Lausbach (Komperdellalm) ein. Westlich von der Hauptlinse von Eisendolomit, in welcher der alte Bergbau umging, und dem begleitenden Verrucanoschiefer tritt ein zweiter Zug von sechs bis acht kleinen Schollen von Eisendolomit auf, welcher von dem ersteren durch einen Streifen grauer, tafeliger Kalke und Kalkschiefer getrennt ist. Dieser westliche Zug liegt nahe dem Südostrand des großen Verrucanozuges, der den Ostgrat des Furgler umzieht; seine Dolomitlinsen verteilen sich vom Lausbach bis zum Lazidkamm hinauf; das unterste Vorkommen derselben nähert sich schon stark der Hauptlinse und ist durch einen Schuttkegel davon getrennt. Der die Hauptlinse begleitende Verrucanoschiefer keilt gegen Südwesten aus; in seiner Fortsetzung liegen zwischen dem genannten Kalkschieferstreifen und dem Kalkzug des Lazidkammes Schollen von grauem, teilweise brecciösem Dolomit und Kalk, welche der Gesteinsart nach der Trias zugehören. Eine ebensolche Scholle liegt am Kamm zwischen Verrucano und grauem Bündnerschiefer, eine weitere am Südhang an der unteren Grenze des letzteren. Auch Reste von bunten Schiefen scheinen sich an dem die beiden Eisendolomitzüge begleitenden Streifen zu beteiligen.

Der Verrucanozug überschreitet in großer Mächtigkeit das Arrezjoch (Schichtfolge siehe S. 448) und durchzieht in zwei Zonen, von kleineren Blättern begleitet, die Masneralm. Am Pfunder Ochsenberg dagegen sind plötzlich nur mehr drei dünne Streifen von Verrucano in der weiten Flucht von bunten Schiefen vorhanden. Auch auf der Fließeralm treten nur mehr vereinzelte Reste davon auf (östlicher Fließerberg).

Im oberen Samnaun wird der weitere Verlauf dieser Zone durch die Verrucanovorkommen bezeichnet, welche nördlich von der großen Kalkzone Munschuns—Piz Ott hinziehen auf den beiden Salaseralmen und auf Zebles.

Ein wichtiger Begleiter der Verrucanozone sind mehrere große Schollen von Trias, welche an der Nordseite der Zone liegen, aber nicht genau an diese Grenze gebunden, sondern mehrfach etwas in die nördlich folgende Zone bunter Schiefer hineingerückt sind oder in Abwesenheit des Verrucano zwischen dem Kalkzug und der äußeren Zone bunter Schiefer liegen, also ebensowohl dieser als der Verrucanozone zugezählt werden können, wenn man nicht alle drei zusammen als eine Einheit nehmen will.

Dieser tektonische Verband zeigt sich auch an der östlichsten Scholle, jener ober Innergufer (NO von Prutz). Der Triasdolomit ist an seinem Südrand zerspalten und schmale Blätter von Verrucanoschiefer schieben sich an ein paar Stellen noch dazwischen ein. Zwischen diesen randlich abgespaltenen Triaspartien und der geschlossenen Triasmasse zieht aber noch ein schmaler Streifen von dunkelviolettgrauen Schiefen unsicherer Zugehörigkeit und von kalkigen Schiefen mit lichtgrünem Serizitbelag, gelben kalkigen Schiefen und lichtgrünen, milden tafeligen Tonschiefern durch, welche letztere drei Gesteinsarten sicher den bunten Schiefen zuzurechnen sind. Die

Hauptmasse der Trias, welche 300—400 *m* mächtig ist, läßt durch die (nicht symmetrische) Wiederholung der Gesteinsarten (siehe Profil Fig. 13) erkennen, daß sie aus mehreren Schuppen besteht. An der Nordseite wird sie sehr wahrscheinlich durch eine steil südfallende Verwerfungsfläche keilförmig nach unten abgeschragt.

Die Fortsetzung der Triasscholle jenseits des Talbodens von Prutz, bei Entbruck (siehe Profil Fig. 13), stößt unmittelbar an den Verrucano. (Die roten und violetten Schiefer am Nordende der Sauerquellenwand, welche E. Suess als Werfener Schiefer angesprochen hat, bilden nicht das Hangende der Verrucanoserie, sondern über ihnen liegen, in dem angrenzenden Baumgarten und den darüber liegenden Wiesen, nochmals quarzknotenreiche Quarzserizitschiefer, typische Verrucanogesteine.) Das Liegende der Trias bilden hier Mergel (= Bactryllienmergel des Frudiger) und feine Sandsteine (NO streichend und sehr steil NW einfallend). Die freiliegende Wand des darüber folgenden Kalkes wird von einer größeren Rutschfläche eingenommen, deren Striemen flach gegen NO ansteigen. Der nördliche Teil der Scholle scheint, soweit die wenigen Aufschlüsse einen Einblick gewähren, aus einer Gruppe einzelner Dolomitschollen zu bestehen (eine davon zwischen den Häusern von Außer-Entbruck, die anderen in den Wiesen darüber).

Die untere Triasscholle am Urgenebnerbach grenzt an die dunklen, hier teilweise stark kristallinen Phyllite des Verrucano (Fig. 2).

Der Bau der nächstwestlichen Triasscholle, jener in der Aufbruchsnische ober Fiß ist in den Profilen Fig. 5 dargestellt. Zwischen ihr und dem Verrucano zieht noch ein Streifen intensivster Verschuppung von Verrucanophylliten und bunten Schiefen sich hin. Die Triasscholle erreicht am Ostrand der Nische eine Mächtigkeit von 200 *m* und schrumpft nach beiden Seiten rasch zusammen. Ob ein Zusammenhang mit der Urgenebnerscholle besteht, wird durch Vegetation verdeckt. Aus der Verteilung der Gesteinsarten im mittleren Teile läßt sich wohl ein synklinaler oder antiklinaler Bau, mit Dolomit (Hauptdolomit?) in der Mitte, je nachdem man die Kalk-, Tonschiefersandstein- und Rauhwackenserie als Rhät oder Raibler-, beziehungsweise Partnachschichten ansieht, herauslesen. Mannigfache Zeichen heftiger tektonischer Bearbeitung sind der Scholle aufgeprägt: der Dolomit ist durchwegs brecciös, besonders im Hangenden; in dem dunkelgrauen dolomitischen Kalk an der Basis sind zwischen nicht brecciösen Lagen desselben linsenförmig abgequetschte Bänke eines etwas lichterem dolomitischen Kalkes eingeschlossen, welche brecciös und stark von Kalzitausscheidungen durchsetzt sind, deutlich abgesetzt von den umhüllenden Lagen (siehe Zeichnung bei Fig. 5).

Mit der Ausdünnung der Verrucanozone am Pfundser Ochsenberg und weiterhin gegen Westen erscheinen dann wieder ein paar größere Triasschollen an der genannten Zonengrenze. Die größte derselben bildet den einen Gipfel und den Nordgrat des Frudigerkopfes und zieht sich beiderseits in die Kare hinab. Mehrere senkrechte Brüche durchsetzen sie und verursachen ein staffelförmiges Absitzen gegenüber dem südlichen Kreidekalkzug, an welchen die Trias unmittelbar anstößt; dagegen sind hier am Nordrand der Trias noch

stellenweise (Westseite des Frudigerkammes) Schmitzen von weißem Quarzsandstein mit den angrenzenden „bunten Schiefen“ verwoben. Der Dolomit ist brecciös, stellenweise in Rauhwaacke übergehend, der Kalk kristallinisch und stellenweise in grobepätigen Nestern und Adern umkristallisiert — wie dies auch in der Fisser Nische zu beobachten ist.

Am östlichen Fließerberg ist die Trias aus mehreren großen linsenförmigen Massen zusammengesetzt, welche durch brecciöse Partien miteinander verbunden sind; die einen bestehen aus dunklem, zuckerkörnigem Dolomit, die anderen aus hellgrauem Kalk (Profil 17, Fig. 17). Die Trias wird im Süden durch ein schmales Blatt von bunten Schiefen von dem Kreidekalkzug getrennt, gegen Nordost bildet eine bescheidene Flaser von Verrucano (serizitischer Quarzsandstein, glimmerschieferähnliche Phyllite) gewissermaßen eine Fortsetzung der Trias, die sonst beiderseits von den bunten Schiefen umschlossen wird.

Die Triasscholle am Kapplerkopf wird beiderseits von schwärzlichen Tonschiefern eingefaßt, unsicherer Zugehörigkeit, im Liegenden auch von silbergrauen Tonschiefern.

Die größere Triasluise am westlichen Fließerberg (Matschiberlesattel) stoßt wieder im Süden unmittelbar an die Kreidekalke und ist am Westende durch Zerteilung mit ihnen verkeilt; im Hangenden lagert am Dolomit zunächst ein Konglomerat, ähnlich dem in den bunten Schiefen an der Blauwand (enthält dunkle Kalke, grüne Tonschiefer, ein Gneisfragment), welches stark gepreßt ist und durch seine Verflaserung in engem Verband steht mit dem nordwärts folgenden Kalkserizitschiefer und flyschähnlichen Schiefer, der Serie der „bunten Schiefer“.

Auf der Strecke vom Urgenebnerbach (Fisser Ochsenalm) bis zur Fließeralm nimmt den Raum zwischen der Verrucanozone, beziehungsweise den Triasschollen und dem Gneisrand die schon mehrfach erwähnte „äußere Zone der bunten Schiefer“ ein. Ihre Mächtigkeit ist analog wie bei den anderen eine wechselnde; zum Teil mag dies hier auch auf verschieden starke Rückwitterung des Randes der überschobenen Gneise zurückzuführen sein. Außer den eben beschriebenen, in den Südrand der Zone eingeschobenen Triasschollen durchsetzen besonders im östlichen Teil mehrfach tektonische Blätter — „Gleitbretter“ im Sinne Spitz' — von Verrucano die bunten Schiefer. Es kann diesbezüglich auf die Darstellung der Gegend von Fiß—Schönjöchel in der Karte und den Profilen erwiesen werden. Aber auch weiter westlich sind solche nicht selten, wie zum Beispiel die zwei schönen am Südgrat von P. 2827 (Stubental) und die auch mit Trias, Gips und Diabas vergesellschaftete Scholle zwischen P. 2921 und 2854 des Frudigerkammes.

Am Gneisrand sind zahlreiche kleine Schollen verschiedener Gesteine zwischen „bunte Schiefer“ und Gneis eingeklemmt.

Am Frudigerkamm sind am Gneisrand unter P. 2921 (des Hauptkammes) die früher beschriebenen „hellbunten Kalke“ in stark gequetschtem und zerdrücktem Zustand und mit bunten Schiefen ver-

flochten eingeschoben; beiderseits verschwinden sie unter den Halden, ohne jenseits derselben Fortsetzung zu finden.

Am Südfuß des Hexenkopfes ist eine mächtige, nach beiden Seiten rasch auskeilende Linse von typischem Verrucano zwischen Gneis und flyschähnliche Schiefer eingeschoben. (Wechselagerung mit den bunten Schiefern siehe S. 497 und Fig. 7.)

Gegen NO am Gneisrand fortschreitend treffen wir an der Ostseite des Hexenkopfes, nahe dem See in der Masner, wieder eine kleine Scholle von teilweise mikrobrecciösen Kalken (ONO streichend und N fallend), die, wie S. 461 ausgeführt wurde, sehr wahrscheinlich zu den Kreidekalken gehören. Mehr in die bunten Schiefer hineingerückt sind zwei kleine Triasklippen (die eine brecciöser Dolomit, die andere hellgrauer Kalk), welche an dem den See abdämmenden Hügelrücken anstehen.

Am Südgrat des Arrezkopfes liegt im Hangenden der bunten Schiefer, welche das Arrezjoch nördlich des Verrucano überqueren, ein etwa 50 m mächtiger Zug von dunkelgrauem Kalkschiefer (gelblich anwitternd) mit Crinoidenbreccien (Bündnerkreide), welcher vom Gneis nur noch durch einen ganz dünnen Streifen verdrückter bunter Schiefer (braunknollige Sandsteine, phyllitische grüngraue Schiefer) getrennt wird. Der streichenden Fortsetzung des Kalkzuges gehören aller Wahrscheinlichkeit nach die „hellbunten Kalke“ östlich davon an. Auch hier liegt (Ostabfall des Seitengrates P. 2729) zwischen ihnen und dem Gneis, beziehungsweise dem Amphibolit, der hier mit dem Gneis wechselt, ein schmales Streifchen von grünbraunen, kalkig-serizitischen Schiefern (auch quarzitisch-löcherige Lagen und phyllitische Lagen), wie sie allenthalben in der Serie der „bunten Schiefer“ vorkommen.

Von hier an weiter gegen NO folgen zunächst einige kleine Triasschollen. Ein abgerollter Block am Ostgrat des Furgler verrät eine solche; eine größere anstehende Scholle von lichtgrauem, weißlich anwitterndem Dolomit (mit den eigenartigen breit-messerstichartigen Auswitterungen, wie sie im Wettersteinkalk der Nordalpen oft zu sehen sind) ist am Ostfuß des Furgler (südwestliche Seitenkare des Lausbachtales) aufgeschlossen. Hangendes und Liegendes ist durch Schutt verdeckt; das nächste Anstehende darüber ist der Gneis.

Unter dem Planskopf (am Steig zur Furka) liegen mehrere sehr kleine Schollen von Triasdolomit und Rauhwaacke, an der Untergrenze des hier stark diaphoritischen Gneises, und dünne Lagen dieses schieben sich auch zwischen sie. Unter ihnen liegen die „bunten Schiefer“ (kalkige graue und graugrüne Phyllite, stahlgraue Phyllite, gelbgrünliche Serizitkalkschiefer und ein mächtiger Quarzfels). Eine große zusammenhängende Triasklippe liegt dann etwas weiter östlich (östlich des Kammes Planskopf—Komperdellalm) unmittelbar unter dem Gneis (grauer, weißlich anwitternder, dickbankiger bis ungeschichteter Dolomit, von feinem Kalzitadernetz durchschwärmt; außerdem eine mit Vegetation überwachsene schmale Zone gelber glatter Tonschiefer wie jene in den Raiblerschichten des Jaggl). Eine ganz kleine Scholle von Dolomit liegt weiterhin unter dem Sattelkopf, jenseits desselben eine große Verrucanoscholle.

An der Gneisgrenze unter dem Planskopf und weiter östlich bis gegen den Brunnenkopf sind mehrfach dichte grüne Schiefer anstehend, unter dem Planskopf auch über die untersten Gneispartien eingeschoben. Vom Sattelkopfkamm ostwärts ist in den oberen Teilen der bunten Schiefer in mehrfachen Aufbrüchen bis zur Felsnische unter Schönjöchel ein heftig verschieferter und gefalteter Diabasschiefer (Diabaskalkschiefer) eingeschlossen. Vielleicht handelt es sich bei den westlichen Vorkommen um eine an die Gneisgrenze gerückte Fortsetzung dieses Niveaus. Im Schliffbild sind sie den Grünschiefern der Finstermünz ähnlich, aber durchschnittlich ärmer an dunklen Gemengteilen, beziehungsweise deren Stellvertretern. Jene unter Planskopf liegen in der Nähe der Triasschollen, die östlichen liegen abseits von solchen.

In der Ausbruchsnische unter dem Schönjöchel werden die über den bunten Schiefern liegenden Schollen von Dolomit, Rauhacke und Gips vom Gneisrand durch eine gering mächtige Lage von grauem, kalklagenreichem Tonschiefer (Kalkphyllit) getrennt, welche am ehesten den tonschieferreichen Zonen der grauen Bündnerschiefer in der Prutzer Gegend gleichen. Alles fällt ziemlich steil unter die Gneise ein, bei ONO- bis OW-Streichen. In dem Profil Fiß—Schönjöchel stehen sich also hier an beiden Rändern der äußeren Schieferzone Triaseinschaltungen gegenüber.

Diese Gegenüberstellung wiederholt sich am Urgenebnerbach (siehe Profil 1, Fig. 14). Die obere Triaszone ist hier vertreten durch eine schon ziemlich tief in die bunten Schiefer hinabgerückte Einschaltung dichter hellgrauer und schwärzlicher, gut gebankter Kalke, konkordant mit ONO-Streichen und Bergeinfallen in die Schiefer eingereiht, in zirka 1700 m Höhe. Ein Zusammenhang mit den Vorkommen in der Felsnische unter dem Schönjöchel besteht aber keineswegs; zwischen beiden liegt eine plötzliche, wahrscheinlich durch einen Querbruch bedingte Tieferrückung der Gneisgrenze um 300—400 m.

Die Reihe der Randschollen findet ihre Fortsetzung durch ein sehr schlecht aufgeschlossenes Dolomitvorkommen über dem Bad Ob-ladis zu dem Schwarm von Triasklippen, welche in den Gräben und Waldhängen südlich Asters aufgeschlossen sind. Die größte derselben ragt als Felsturm, von der Landstraße aus sichtbar, aus dem Wald heraus; lichtgrauer brecciöser Dolomit mit Rutschfläche, deren Striemen wie bei Entbruck gegen NO ansteigen, hier aber steiler und daneben noch Striemungen senkrecht dazu. Daneben in den benachbarten Klippen auch bankige hellgraue und tafelige dunkle Kalke. Das Liegende der Hauptklippen bilden bunte Bündnerschiefer (lichtgrüne und graue Tonschiefer, gelbliche kalkige Schiefer, helle Kalkschiefer, graue Kalktonschiefer, im oberen Teil dazwischen auch Lagen von grünlich- und violett fleckigen Schiefern, welche sehr an Verrucano erinnern), das Hangende Gneis, der aber größtenteils in Blöcke aufgelöst ist, weshalb bei der dichten Bewachsung es meist schwer zu entscheiden ist, ob er ansteht oder nur Blockhalden bildet. Auch südlich der Klippen zieht schon ein Gneisblockwall durch, der möglicherweise Anstehendem entsprechen könnte. Bei den unterhalb Unterasters gelegenen Schollen ist das Angrenzen von anstehendem

Gneis unzweifelhaft aufgeschlossen. Die nordöstlichste derselben steht ungefähr 80—100 *m* über der Reichsstraße, am Waldhang ober der Tullenaukapelle, an; es ist das von Steinmann beschriebene Triasvorkommen südlich Pontlatz.

Den Schlußstein in der Reihe bildet endlich jenseits des Inn die mächtige ungeschichtete Dolomitmasse, welche die Felsköpfe ober den Guferhöfen (nördlich Prutz) aufbaut. Während der Nordrand in nahe ostwestlicher Richtung gerade über den Hang hinauf verläuft, ist der Südrand des Dolomits durch ein paar Querbrüche gestaffelt (die westlicheren Teile rücken stufenweise weiter gegen Süden vor). An einer NNW gerichteten Klufffläche beobachtet man sehr flach gegen N ansteigende Rutschstreifen. Die angrenzenden Bündnerschiefer werden von der Dolomitgrenzfläche schräg abgeschnitten. Die Dolomitmasse entsendet nach unten eine gewaltige Bergsturzhalde, welche den Berghang bis zum Inn hinab überdeckt. Am Südrand bei P. 1823 noch eine vielleicht auch zur Trias gehörige Lage von gelb und grau gestreiftem Bänderkalk.

Während die „äußere Schieferzone“ einschließlich der Triasschollen und Verrucanoblätter im Südgehänge des Schönjochl eine Mächtigkeit von 1000—1500 *m* besitzt, schrumpft sie nordöstlich vom Urgenebnerbach auf wenige 100 *m* zusammen: eine Erscheinung, welche in erster Linie dadurch erzeugt wird, daß sich von hier ab zwischen die Verrucanotriaszone (Ladis—Faggen) und die äußere Schieferzone ein neuer Schichtzug einschiebt, nämlich dunkelgraue Kalkschiefer, seltener stärkere Kalkbänke, wechselnd mit Lagen von schwärzlichen oder silbergrauen halbphyllitischen Tonschiefern, und Kalktonschiefer; selten auch graphitische Schiefer; im ganzen ein Schichtkomplex, der am meisten den grauen Bündnerschiefern, wie sie südlich Prutz anstehen, oder den tonschieferreichen Zonen am Frudigerjoch, Finstermünz etc. entspricht (Fig. 13). In der Wiese unter Bad Obladis steht in ihnen eine Bank grober Breccie an, ähnlich denen der basalen Bündnerschiefer.

Diese Schichtzone setzt zuerst nordöstlich des Urgenebnerbaches ein, wo sie beiderseits des von Ladis zu den Bergwiesen führenden Weges anstehen. Das Gehänge zwischen Ladis, Obladis und Asters ist leider sehr stark von Glazialschutt und besonders von Gneisblockhalden, welche teilweise direkt den höher oben anstehenden Gneisabbrüchen entstammen, überschüttet, so daß nur einzelne zerstreute Aufschlüsse zu finden sind. Immerhin sind die grauen Kalk- und Tonschiefer ober und unter dem Bad Obladis mehrfach anstehend zu finden und weiterhin auch am unteren Waldrand zwischen Entbruck und Asters. Nahe über Bad Obladis steht angrenzend an den schwarzen Tonschiefer geschieferter Diabas an, ebenso unterhalb des Hotels; vielleicht ist auch der Diabasblockwall in dem Wäldchen nördlich Ladis anstehend und dann die Fortsetzung jener. Sicher anstehend trifft man Diabasschiefer dann weiter nördlich bei P. 1251 der Originalkarte (Waldwiese ungefähr Mitte Weges zwischen Ladis und Asters) mit fragmentarischem Dolomitblockwerk und mit grauem Kalkschiefer vergesellschaftet. Möglicherweise ist dieses Vorkommen von dem Hauptzug der grauen Schiefer durch eine Gneisschuppe getrennt, da tiefer unten

im Wald, nahe dem Nordrand der Wiesen über Entbruck Gneis sehr wahrscheinlich ansteht.

Ein weiteres unsicheres Vorkommen von Diabas besteht gleich ober dem Dorfe Ladis, am Nordrand des Verrucano (bei der Sägemühle und am westlichen Almweg). Wenn er ansteht, so ist der in Blöcke aufgelöste Diabas jedenfalls stark verrutscht. In seiner Gesellschaft ist auch eine ebenfalls in ihrer Bodenständigkeit etwas fragliche kleine Dolomitklippe¹⁾, daneben und dazwischen viel lokaler und erratischer Gneisschutt. Immerhin genügen die Aufschlüsse, um das Bestehen einer Zone von grauem Bündnerschiefer mit Diabaseinlagerungen festzustellen.

Die äußere Zone bunter Schiefer ist einerseits durch die Aufschlüsse am Urgenebnerbach, andererseits durch jene unter den Asters Triasklappen angezeigt; in der Gegend von Bad Obladis fehlen verlässliche Aufschlüsse dieser Zone völlig und ist nur das Dolomitvorkommen im Wald ober dem Badhotel (Promenadeweg bis zum Fißer Almweg hinauf, alter Kalkofen) als Vertreter der randlichen Triasklappen zu sehen. Da die Aufschlüsse der grauen Schiefer und des Diabases über dem Bad und die aus Gneis bestehende Wand zwischen Bad und Kreßbründl sich sehr nahe rücken, so fehlt jene Schieferzone hier ganz oder ist auf ein sehr bescheidenes Maß eingeschränkt. Der mehrfach abseits von den Mineralquellen vorhandene Kalksinterüberzug würde im allgemeinen für ihr Vorhandensein sprechen, kann aber in einem so quellenreichen Gelände wie hier doch nicht als verlässlicher Beleg dafür genommen werden.

Breit und deutlich ist der Zug der grauen Kalkschiefer und Tonschiefer östlich des Inn, am Gehänge von Falpaus, entwickelt, mit einer Mächtigkeit von 500—600 m. Im Süden stoßen sie unmittelbar von der Trias ab; nördlich vom Gehöft Falpaus, am Waldrand, ist auch hier ein Diabaslager eingeschaltet. Gegen Osten keilförmig sich verschmälernd, reicht der Zug bis an den Gneisrand unter der Aifneralm. Die Fortsetzung der äußeren Schieferzone, welche ihn im Norden umgibt, ist auch hier schmal und wird noch zum größten Teil von einem mächtigen Diabasschieferlager eingenommen, welches vom Inn aufwärts bis zur Gneisgrenze das Gehänge durchzieht. Südlich von ihm sind die „bunten Schiefer“ nur durch das Gipslager vertreten, welches östlich im Wald über Obergufer liegt, und die sehr geringen Reste von gelbgrünlichem, kalkigerisitischem Schiefer, welche es begleiten²⁾. Die Schiefer nördlich des Diabases, zwischen ihm und dem Triasdolomit, sind von unsicherer Zugehörigkeit; es sind dunkelgraue Kalkschiefer, wechselnd mit vielen Tonschieferlagen, stellenweise aber auch weißliche serizitische Lagen, auch schmutzig-grüne glimmerige Schiefer, welche an „bunte Bündnerschiefer“ denken lassen. Für diese Einordnung würde die gleiche tektonische Stellung wie die der bunten Schiefer unter Asters sprechen — zudem auch

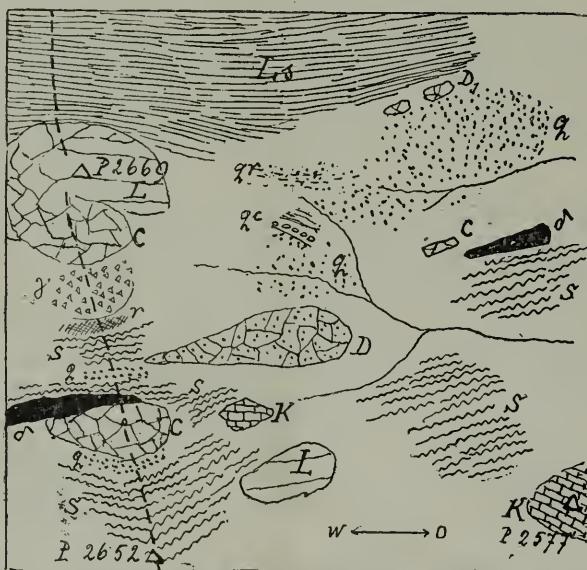
¹⁾ Es wäre die Fortsetzung der Triasklappen von Entbruck, deren oberste, sicher anstehende vor dem Hof Panzer nördlich Ladis aufgeschlossen ist.

²⁾ Südlich P. 1826 treten am Rand des Diabases auch wieder grüne serizitische Schiefer, Quarzknauserschiefer und gelbe kalkige Lagen auf, den „bunten Schiefeln“ entsprechend.

dort manche indifferente graue Lagen beigemengt sind —, während die Gesteinsart im ganzen sie den Falpauser grauen Schiefen näherstellt. Jedenfalls wird die äußere Zone hier fast ganz durch den stark anschwellenden Zug der grauen Schiefer verdrängt.

Ähnlich wie am Ostende tauchen auch am westlichen Ende des hier behandelten Teiles der nördlichen Randzone neue tektonische Elemente auf.

Fig. 19.



Kartenskizze von einem Teil des Malfragkammes und seinem Ostabhang.

Ls = Liasschiefer. — *L* = Liaskalke. — *C* = Großspäthiges Karbonatgestein (kalkig mit Quarz). — *D* = Lichtgrauer Dolomit von Spatadern durchzogen. — *D₁* = Gelblicher dolomitischer Kalk mit Spatadern (zu *C* gehörig?). — *K* = Bündnerkreide (Kalk mit Crinoidenbreccien). — *S* = Bunte Bündnerschiefer. — *q* = Weißer und roter Quarzsandstein. — *qr* = Dunkelrote, tonige, schwach sandige Schiefer. — *qc* = Kalkiges Konglomerat (siehe Figur 9 und Beschreibung S. 500). — δ = Diabasschiefer. — γ = Gips.

Am Malfragkamm streichen die bunten Schiefer der äußeren Zone über den Matschiberlesattel, im mittleren Teile reich an Breccien und nördlich davon Flyschschiefer. An der Westseite werden sie von einem Diabaslager begleitet.

Nördlich dieses Zuges bunter Schiefer reiht sich dann am Malfragkamm eine neue Schichtzone an: die **Liaszone**. Sie ist stratigraphisch durch das Auftreten der Kalke und Schiefer des Lias charakterisiert, tektonisch durch eine sehr heftige Zertrümmerung und Verschuppung der verschiedenartigsten Schichtglieder, so daß

sie vielfach den Charakter einer Art von tektonischer Riesenbreccie annimmt. Die Zone erreicht ihr Ostende auf der Fließeralm. An dem vom Martinskopf zum östlichen Fließberg sich absenkenden Kamme sind noch einzelne Blöcke von Liaskalken (gelbrot verwitternde, knauerige, lichtgraue oder gelbe spat- und quarzreiche Kalke) und wahrscheinlich auch zum Lias gehörige schwärzliche Schiefer in geringer Mächtigkeit, eingeschlossen zwischen zwei Züge von Kreidekalken, als letzte Ausläufer zu sehen. Am Malfragkamm selbst ist die Zone charakteristisch entwickelt (siehe Kartenskizze Fig. 19 und Profil Fig. 20). Verrucano, Trias, Lias, Kreidekalke, bunte Schiefer, Diabas, Gips, sind in Schuppen durcheinandergemischt. Der Lias ist hier ausnahmsweise neben kleineren Schollen noch in einer einheitlichen Scholle von ungefähr 2 km Längenerstreckung erhalten, welche als schroffe Felsmauer quer über den Malfragkamm und über den Kamm Grübelekopf—Munt da Cherns sich erstreckt. Am Westabhang des letzteren zeigt der Lias sich auf der bekannten Örtlichkeit „bei der Kirche“ zu einem engen Sattel aufgebogen, während er sonst gleichmäßig steil NW fällt. In ihrer Fortsetzung gegen Westen erreicht die Zone den Greitspitz und findet im Fimbartal ihre stärkste Entfaltung. Zahlreiche klippenartig aufragende Liasschollen verschiedensten Ausmaßes tragen hier allenthalben der bunt zusammengesetzten Zone — auch Gneis tritt hier stellenweise darin auf.

An der Nordseite begleitet den Liaszug am Malfrag eine mächtige Zone von Kreidekalken. Sie endet im nordöstlichsten Winkel der Fließeralm (unter P. 2921). Das Auftreten der Kreidekalkschollen am Arrezjoch unter dem Gneis könnte man als abgerissene Zeugen einer weiteren östlichen Erstreckung auffassen, wenn man nicht vorzieht, sie als zusammenhanglose Schubschollen an der Gneisüberschiebung zu erklären. Gegen Westen hin streichen sie vom Malfragkamm zur Alp bella hinüber, zu dem wegen seines Fossilgehaltes schon oft erwähnten typischen Vorkommen von Bündnerkreide.

Am Martinskopf stoßen die Kreidekalke an den Gneis; hier in Spuren, etwas weiter westlich deutlicher (unter dem Kreuzjoch) überlagert sie noch ein Diabaslager; am Malfragkamm liegt am oberen Malfragkopf zunächst eine Schmitze von „bunten Schiefen“, begleitet von einer Bank Rauhwanke, über diesen dann ein Komplex von „Flyscheschiefern“, welche aber manche Gesteinsarten mit der Serie der bunten Schiefer gemeinsam haben (knollige, dunkelgrüne Sandsteine, auch eine Bank feiner Breccie), und erst über diesen folgt dann wieder Diabas von beträchtlicher Mächtigkeit, welcher gegen Osten hin den Hauptkamm mit schroffen Felsen krönt (P. 2760 bis P. 2684) und sich ein Stück weit in die obersten Kare des Grübeleales (Paznaun) hinabsenkt.

Das Streichen der den Diabas unterlagernden Schiefer dreht sich hier in die NS-Richtung herum, mit Einfallen gegen W, und die Schiefer fallen an der Scharte P. 2684 steil vom Gneis ab. Desgleichen wird das Diabaslager in der Mitte von einem Schieferzug durchtrennt, der einerseits den Diabas am P. 2760 unterteuft, andererseits auf die östliche Scholle von Diabas etwas aufgeschoben ist. An den Südhängen sieht man sehr anschaulich, daß beide Diabase von der Schieferserie

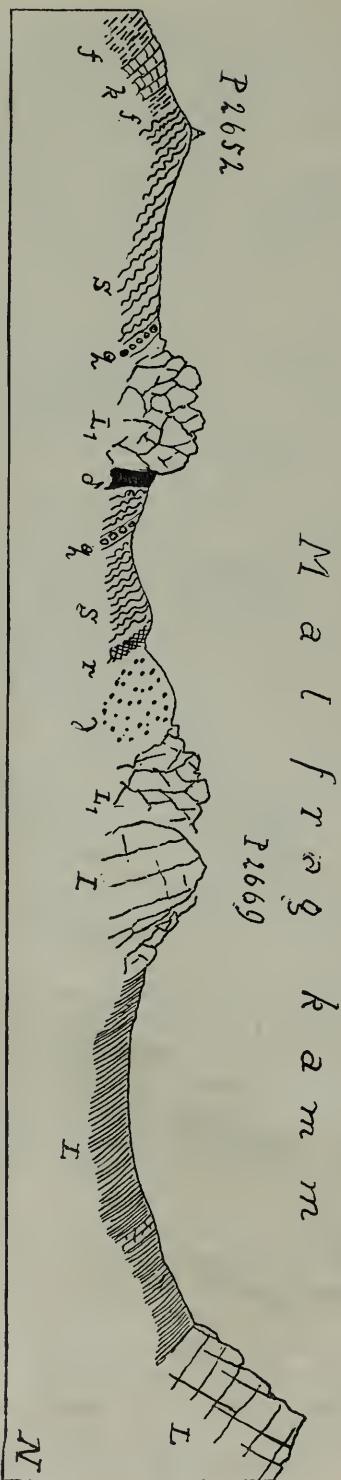


Fig. 20.

Profil über den Malfraggkamm.

Maßstab: ungefähr 1:3000.

- f = Flyschschiefer.
- k = Dunkelgraue Kalkbänke mit Tonbelag.
- s = Bunte Bünderschiefer: grüne tonigkalkige Schiefer, braune Sandsteinschiefer, schieferige Quarzbreccien, nördlich des Diabases auch weißlich grüne stark gegußte Kalkschiefer.
- q = Weißlichgrüner und roter Quarzsandstein (Buntsandstein).

- r = Gelbe Rauhwanke.
 - r = Gips.
 - L = Liasschale.
 - L₁ = Grobspähiges quarzhaltiges gelblich weißes Carbonatgestein.
 - Ls = Liasschiefer (mit ein paar Kalkbänken*).
 - δ = Diasschiefer.
- *) Dicht schraffiert, der Buchstabe s ist im Klitchee ausgehieben.

unterlagert werden und neben dem W-Fallen am Kamm sich gleichzeitig gegen N hinabsenken. Unter den Flyschschichten kommen hier noch kalkige Schichten hervor, welche wohl den Kreidekalken von Malfrag gleichzustellen sein dürften. Am Gneisrand sind kleine Reste von Triaskalk (und ein paar Blöcke von Diabas [?]) eingeklemmt. Die Auflagerung auf dem Gneis ist allem Anschein nach keine primäre sedimentäre Anlagerung, sondern ist wahrscheinlich durch eine der Hauptgebirgsbildung folgende spätere Bewegung zustande gekommen, da auch der anstehende Gneis in gleicher Weise aus seinem herrschenden O—W-Streichen heraus in die NS-Stellung gedreht wurde (siehe Profil Fig. 21).

Am Grübelekopf (Gribellakopf) stehen Gneis, Diabas und Flyschschiefer in saigerer Stellung nebeneinander und sind ineinander verzahnt. Dies ist besonders auch am Westgrat desselben der Fall; in saigerer oder sehr steil gegen S abfallender Stellung stecken im diaphoritischen Gneis mehrere Schuppen von Flyschschiefer, von Kreidekalk und von Triasdolomit. Ein dem Diabas von P. 2760 (NO Malfragkopf) entsprechendes Diabaslager bildet den südlichen Gipfelzacken des Grübelekopfes und findet seine von Halden unterbrochene Fortsetzung über das Isplitzerjoch (Cuolm d'Alp bella) zu der gewaltigen Grünsteinmasse des Bürkelkopfes. Am Kamm Grübelekopf—Cherns liegt zwischen dem die Kreide überlagernden Fucoidenschiefer und dem Diabas des Grübelekopfes eine Scholle von Gneis, welche zum Teil hochgradig mylonitisiert ist in der Art der dichten Mylonite (siehe unten)¹⁾. (In Paulckes Profil im Exkursionsführer 1912 als „Schiefer vom Casannatypus“ eingetragen.) Darüber folgen nochmals Kreideschichten (?). Westlich im Kar gesellt sich zum Gneismylonit ein sehr ähnlich aussehender Spilit.

Das Auftreten der Triasschollen am Gneisrande von Malfrag und Grübelekopf läßt erkennen, daß diese als Schubschollen an den Gneisrand gebunden sind und daher auch die weiter östlich beobachteten gleichgelegenen Schollen tektonisch nicht Bestandteile der „äußeren Schieferzone“, sondern unabhängig von den Zonen sind, an welche sie gegen innen angrenzen.

Die Fucoidenschiefer unter dem Diabas setzen sich gegen Westen fort über Mutt da Chöls zur Südseite des Flimspitz und dem Äußeren Viderjoch.

III. Ostrand.

(Kaunerberg—Langetzberg.)

Das Streichen der Schichten ist in den nördlichen Randzonen vom Samnaun bis in die Gegend von Ladis gegen NO oder ONO gerichtet und von den meist in diesem Rahmen sich haltenden Schwankungen, welche schon durch die „flaserige“ Struktur bedingt sind, abgesehen, ein recht gleichmäßiges; stärkere Abweichungen führen an einzelnen

¹⁾ Die Gneisscholle entspricht in ihrer Lage und Gesteinsart (zweiglimmeriger Adergneis) der Gneisscholle zwischen Flimspitz und Bürkelkopf.

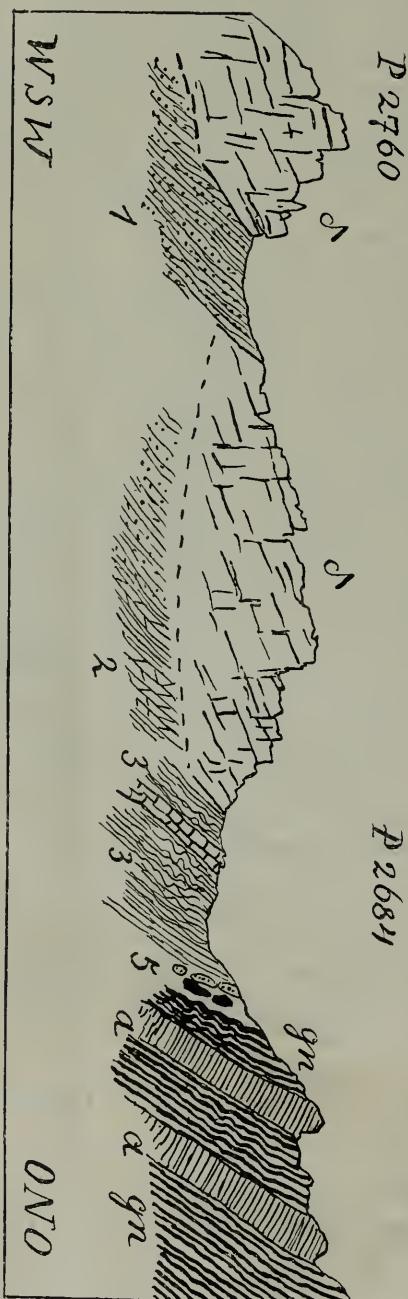


Fig. 21

Profil entlang dem Hauptkamm zwischen Flieder Stieralm und dem Gröbeleral, nordöstlich vom oberen Malfragkopf.

Maßstab: 1:6250.

- gn* = Diaphoritischer Pergneis. — *a* = Amphibolit. — δ = Geschieferter Diabas.
- 1 = Flyschschiefer.
- 2 = Kalkschiefer (Kreide?) gegen W in Mischung mit den knolligen Sandsteinen etc. (Flyschschiefer).
- 3 = Halbphyllitische hellgrünlichgraue Schiefer, gegen O mehr sandig-glimmerige Schiefer.
- 4 = Dunkelgraue gebankte Kalke (ähnlich der Kreide des Malfragkopfs).
- 5 = Kleine Schollen von lichtgrauem Kalk (Trias) und ein Paar Blöcke von Diabas (?).

Stellen, zum Beispiel am Sattelkopf—Beutelkopfkamm zu OW-Streichen; ebenso beständig ist das Fallen gegen NW, beziehungsweise NNW gerichtet, meist mit steiler Stellung; flache Lagerung herrscht im Gebiet der Fisser Ochsenhütte, öfter treten Abweichungen in sehr steile Stellung ein. Sehr steil sind die Schichten besonders in dem Gebiet nördlich von Prutz aufgerichtet.

Die nördlichsten Zonen erreichen, wie eben geschildert wurde, mit ONO-Streichen den Gneisrand unter der Aifneralm und enden hier: die nördlichste Triasscholle, der schmale Zug bunter Schiefer mit dem Diabas und die grauen Bündnerschiefer von Falpaus, letztere keilförmig verschmälert. Nahe unter der Gneisgrenze ist in den obersten Mähdern noch ein Aufschluß der letzteren zu sehen.

Die mehrteilig zusammengesetzte Trias von Falpaus zerteilt sich gegen Osten am Kaunerberg in drei Äste, die auf der Karte wie die Zinken einer Gabel aussehen: ein Zug lichter Triaskalke sticht in den Mähdern ober Noggels aus der Grasdecke hervor; ein zweiter Zug, ebenfalls vorwiegend lichte Kalke, tiefer unten auch der Tonschiefer der Trias, streicht gerade beim Hofe Noggels vorbei durch den Wald und ein dritter tiefster Zug ist im Wald über Gaiswies aufgeschlossen, vorwiegend aus brecciösem Dolomit bestehend, dem sich aber in geringer Menge auch helle Kalke beigesellen. Alle drei streichen in NO-Richtung schräg am Gehänge aufwärts, bald östlich der genannten Gehöfte unter der das ganze Gehänge dicht überziehenden Decke von erratischem Blockwerk und Vegetation verschwindend. Was zwischen ihnen liegt, ist nur zwischen den beiden nördlichen teilweise zu sehen: in dem schmalen Waldstreifen zwischen den Mähdern, welchem der Steig von Noggels bergaufwärts folgt, befindet sich ein Rundhöcker von Gneis (glimmerreicher Paragneis mit feiner Lagerstruktur, NO streichend und saiger) und ein gleicher auch in den Wiesen östlich daneben. Einerseits seine Lagerung, angepaßt den umgebenden Schichten, andererseits die Gesteinsverschiedenheit gegenüber dem durchwegs aus Granitgneis (und dessen Mylonit) bestehenden benachbarten Gneisrand sprechen dafür, daß es nicht eine Deckscholle, sondern eine zwischen die Trias etc. eingeschlossene Schuppe ist, ähnlich jenen am Flimspitz, Grübelekopf etc.

Der Verrucano südlich der Trias von Falpaus reicht in voller Breite bis unter Gaiswies und endet hier unter der Glazialdecke. Im nächstöstlichen Graben ist nichts mehr von ihm zu sehen.

Alle Zonen mit Ausnahme der drei nördlichsten schwenken kurz vor dem östlichen Gneisrand in NW- und dann in NS-Richtung ein.

Als Fortsetzung der Triaszonen des Kaunerberges östlich des großen Glazialschuttfeldes, das von Obwals über Schnadigen zu den Mähdern sich erstreckt, können die Aufschlüsse im Schloßbachgraben unter der Gneisgrenze betrachtet werden.

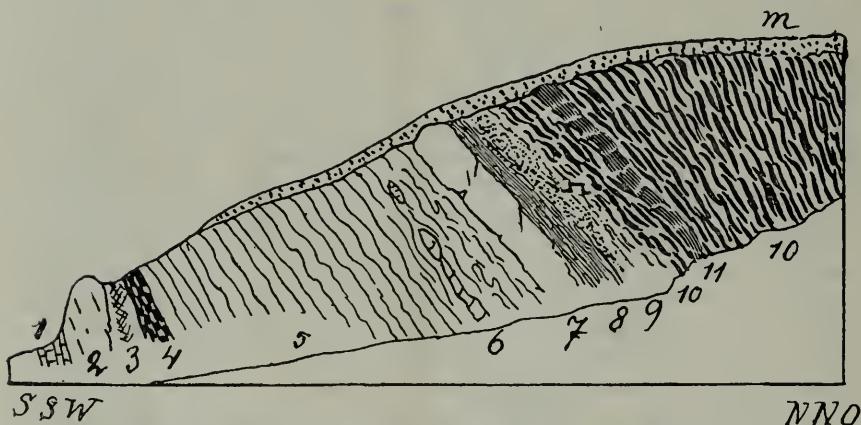
Wir treffen hier auf zwei schmale Triaszüge (siehe Profil Fig. 22): der eine (7) dicht unter der Gneisgrenze, besteht aus einem 30—40 m mächtigen, lichtgrauen, brecciösen Dolomit und wird vom randlichen Gneismylonit getrennt durch einen 5—10 m mächtigen Streifen eines schwärzlichgrünen Schiefers (8), welchen man makroskopisch für einen Diabasschiefer ansprechen möchte, nach dem mikroskopischen Bild er-

scheint dies aber sehr fraglich, denn er erscheint hier als ein feinfaseriger gefalteter Serizitphyllit, von dünnen Chlorithäutchen durchzogen, schwach kalzitführend¹⁾.

Den unteren Triaszug bildet ein am unteren Ausgang der kleinen Schlucht rechter Hand anstehender lichtgrauer, ebenfalls etwas brecciöser Kalk (2). Vielleicht gehören auch die südlich angeschlossenen lichtgrauen, gelblich anwitternden, dünntafeligen Kalkschiefer (1), welche viel Kies in kleinen Körnchen enthalten, dazu. Über dieser Trias liegt zunächst ein dunkelgraues mylonitisches Kalkquarzgestein (3), dann ein Diabasschiefer (4).

Zwischen beiden Triaszügen liegt eine Folge von grünlichgrauen und lichtgrünen serizitisch-kalkigen Schiefen (5) mit Quarzknauern, nach oben in graue Kalktonschiefer übergehend. Sie sehen den Schiefen

Fig. 22.



Profil im Schloßbachgraben zwischen 1550 und 1700 m.

Erklärung im Text.

m = Moräne. — Am unteren Rand von 10 ein Schurfloch.

zwischen dem Diabas und Dolomit ober den Guferhöfen ähnlich und dürften dem ganzen Habitus nach den „bunten Schiefen“ zugehören. In den obersten, wieder mehr grünen und serizitischen Lagen ist eine meterdicke Bank eines lichtgrauen dichten, serizitbelegten Kalkes (6) eingeschlossen mit unsicheren Crinoidenstielgliedern, vielleicht eine mit den hier sehr verdrückten Schiefen zusammengewalzte Triasbank, um so mehr, als in der Nähe auch brecciöse Trümmer einer Kalkbank im Schiefer stecken²⁾.

Die zwei Triaszüge können als letzte Ausläufer der Falpauser Trias betrachtet werden. Sie enden hier am Gneisrand; das Streichen der ganzen Profilvereihe ist NW mit Einfallen gegen NO. Der nörd-

¹⁾ Wohl aber befindet sich darüber ein mylonitisierter und zersetzter Diabas, siehe darüber im Abschnitt „Gneisrand“.

²⁾ Dieses Profil in seinen Hauptelementen beschreibt bereits Stotter 1859 unter der Bezeichnung „Pirkigtobel“ bei Kauns!

lichste der drei Triasäste über Noggels dürfte wahrscheinlich dort in den Mähdern enden, im Schloßbachgraben lägen die Enden der beiden südlicheren Äste oder eine weitere Gabelung eines derselben vor.

Unterhalb des gezeichneten Profils streicht noch ein Diabaszug quer über den Schloßbachgraben (NW streichend).

Die „bunten Schiefer“ entfalten sich östlich des Schloßbachgrabens zu großer Mächtigkeit: zwischen Gähenfeld und Brauneben reichen sie vom Gneisrand bis nahe über den Schloßbach herab. Im obersten Teil ist hier eine Bank grober Breccie eingeschaltet.

Den Mühlbachgraben überqueren sie mit NNW-Streichen und steilem ONO-Fallen. Sie enthalten hier mehrfach Kiese. Zwischen sie und den Gneis schiebt sich im Mühlbachgraben eine Schuppe von Verrucano, in welchem eine kleine Linse von brecciösem Triasdolomit steckt. (Streichen des Verrucano nahe NS). Die bunten Schiefer überqueren wahrscheinlich unterhalb der Säge (Gasthaus „Alpenrose“) das Kaunertal, da am linken Ufer des Faggenbaches oberhalb des Kalkofens ein schmaler Streifen von grünen und grauen Tonschiefern mit NNW-Streichen und steilem ONO-Fallen durch den Waldgraben hinaufzieht. Am linken Einhang des Petersbaches taucht einmal ein Rest von grünen Serizitarkoseschiefern auf, der in diese Zone gehören kann. Begleitet wird dieser Streifen wieder von einer etwas größeren Triaslinse (Kalk und Dolomit, Kalkofen im Wald, ungefähr 100 m über dem im Tal gelegenen).

Über dem genannten Zug bunter Schiefer taucht, da die Gneisgrenze weiter gegen SO zurückweicht, eine neue Schuppe auf: graue Bündnerschiefer, vorwiegend graue Tonschiefer, bei Martinsbach NNW streichend und steil bergeinfallend, und setzt sich zum unteren Teil des Petersbaches fort (linkes Ufer des Kaunertales). Sie wird bei Martinsbach wieder überlagert von gelben, grünlichen und grauen Tonschiefern, in denen ganz kleine Trümmer von Triasdolomit eingebettet sind. Östlich des Petersbaches endet diese Schieferschuppe hier deutlicher als zu den bunten Schiefnern zu rechnend erkennbar (hellgelblich kalkige Serizitschiefer, hellgrüne Tonschiefer etc.) mit NS-Streichen und steilem O-Fallen am Gneisrand.

Unmittelbar am Gneisrand besteht nahe bei Martinsbach (unter dem Weg nach Kaltenbrunn) ein alter Bergbau, der in den letzten Jahren einmal von Ingenieur P. Bewersdorff neu gewältigt wurde. Nach dem mir freundlichst zur Einsicht gesendeten Grubenplan durchfährt der Stollen zuerst ungefähr 95 m Bündnerschiefer und trifft dann auf eine Lage von bituminösem, dunklem Tonschiefer, dessen Erzgehalt die Alten nachgegangen sind. Er fällt mit mittlerer Neigung berglein bei nahezu nordsüdlichem Streichen und enthält marmorartige Kalkknollen. Hinter (über) ihm traf der Schurfbau auf dolomitische Kalke, eingelagert in graugrünem Tonschiefer, also offenbar die gleichen Schiefer mit Triastrümmern, wie sie über Martinsbach zutage kommen.

Die gleiche Beugung im Streichen wie die vorgenannten Zonen erfährt auch die breite Zone von grauen Bündnerschiefern, in welche der Ausgang des Kaunertales eingeschnitten ist. Beim Dorf Kauns und südlich davon in der Talschlucht streichen die Kalkschiefer nahe

OW mit sehr steilem N-Fallen. Bei der Ruine Berneck schwenken sie rasch in NNW- und NS-Streichen mit sehr steilem O-Fallen ein und das NNW-Streichen behalten sie weiterhin bei bis zu der Zone bunter Schiefer. Die gleiche Biegung ist in den südlichen Steilhängen (Schloßwald) zu verfolgen¹⁾.

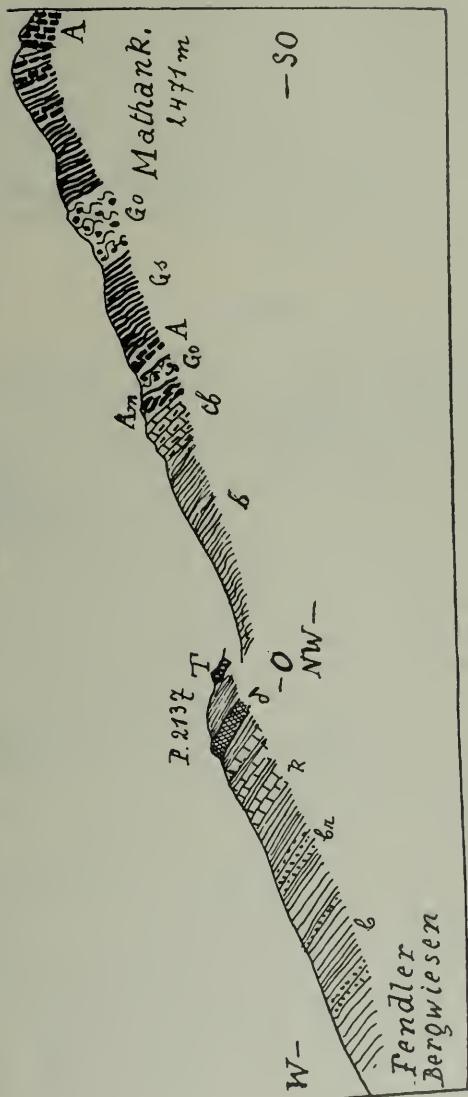
Kurz bevor man auf der Talstraße zur „Alpenrose“-Säge kommt, schaltet sich zwischen die grauen Kalkschiefer ein Zug von grünen und roten Tonschiefern, lichtgrünen Serizitquarzschiefern mit Quarzkauern und schwärzlichen Tonschiefern ein, die Grenzzone ist pyritführend. Die Schiefer brausen nicht mit *HCl*. Sie dürften dem Verrucano zuzurechnen sein; allerdings fehlen typische Vertreter dieser Schichtgruppe und ist in manchen Teilen eine Annäherung an die bunten Schiefer nicht zu verkennen. Besonders ist dies am linken Ufer des Faggenbaches der Fall, wo weiter oben am Hang nur mehr grüne Tonschiefer auftreten und mit kalkigen Lagen sich mischen. Die Schuppe keilt nach beiden Seiten rasch aus.

Bei der Schilderung der „zentralen Aufwölbung“ wurde bereits das bogenförmige Ende der inneren Schieferzone angeführt. Zur Ergänzung ist hier noch das eigenartige Ineinandergreifen mit der Kalkschieferzone nördlich davon nachzutragen. In der Rinne, welche unterhalb Wiesele beginnt und durch den Schloßwald zum Faggenbach hinab verläuft, streichen die bunten Schiefer mindestens 200 m tief von Wiesele an hinab — sie umschließen hier das im stratigraphischen Teil besprochene Gips-Triasdolomitvorkommen — und gliedern sich mit NNW-Streichen und sehr steilem O-Fallen in dieser schmalen Zunge konkordant zwischen den grauen Kalkschiefern dem Schalenbau der östlichen Abwölbung völlig an. Eine bedeutend kleinere solche Zunge bunter Schiefer greift schon am oberen Rand der großen Wandabbrüche im Schloßwald in die grauen Bünderschiefer ein. Die innere Schieferzone erfährt also an ihrem Ostende eine hammerförmige Ausbreitung nach Norden und Süden, sie ist von Osten her „breitgequetscht“. (Da die bunten Schiefer unterhalb Wiesele selbst und ein Stück weit gegen Petersbach hin anstehen, dann auch wieder am linken Einhang dieses Grabens in 1800 m Höhe, so ist trotz der starken erratischen Blocküberstreung der Hänge ober Wiesele der direkte Zusammenhang mit den Aufschlüssen des darüberstehenden Kammes anzunehmen, im anderen Falle könnte es sich nur um eine etwas tiefere Auftrennung an dem quergerichteten Zonenende handeln.)

Über den an der Waldgrenze typisch mit zahlreichen Breccienbänken entwickelten bunten Schiefern liegt unter P. 2137 des Kammes ober Wiesele (siehe Profil Figur 23) eine Folge von hellgrauen, gelb anwitternden Kalken, sehr stark verknetet und gefasert und stellenweise mit dunkelgrauen Kalzitknötchen. Sie erinnern am ehesten an die Kreidekalke vom Pezidkamm oder an Kalke des oberen Malfragkopfes. Deutliche Breccienbänke fehlen; nach oben zu schalten sich lichtgrüne Tonschieferlagen ein. Es handelt sich wohl um Verschuppungen mit

¹⁾ Die Schwenkung im Streichen in Verbindung mit den Windungen des Tales täuschten E. Suess hier einen Sattel vor (l. c. Seite 721). Ein Einfallen gegen SO besteht hier nirgends, ebenso ist die Neigung durchwegs steil bis sehr steil.

Fig. 23.



Profil über den NW-Kamm des Mathankopfs ober Fendels.

Maßstab: 1:12.500.

Go = Graügneis. — Gs = Paragneis. — A = Amphibolit. — Am = Diaphthoritische Amphibolit. — T = Triaskalk.
 b = Diabasschiefer. — b = Bunte Bündnerschiefer, br = Breccien derselben. — k = Kalke der Bündnerkreide (?).
 cb = Crinoidenkalke und Freccien (Bündnerkreide).

Kreidekalken. Über ihnen liegt ein Lager von sehr stark verschiefertem Diabas (P. 2137) und dieses wird wieder überlagert von den Tonschiefern der bunten Bündnerschiefer. In ihnen steckt nahe dem Sattel südlich P. 2137 eine Scholle von dunkelgrauem, dickbankigem, etwas bituminös riechendem Kalk, welcher teilweise ganz marmorisiert ist: der letzte Ausläufer der Triasschollen der inneren Schieferzone. Als oberstes Glied des Profils zum Mathankopf folgt dann jener schon oben erwähnte Streifen von Crinoidenkalken und Breccien, welcher, wie oben angeführt wurde, dem Gneisrand vom Tösnertal bis zum Faggenbach folgt. Es wurde auch das schon angeführt, daß die innere Zone der bunten Schiefer sich mit bedeutender Mächtigkeit noch längs des Öztalerrandes bis zum Tösnertal fortsetzt, ohne daß weitere tektonische Komplikationen innerhalb der Zone sich bemerkbar machen (siehe die Profile Figur 29 und 30).

IV. Der Südrand.

Gegenüber den vielfachen Schichtwiederholungen und Verflechtungen des Nordrandes erscheint der Südrand einfach zusammengesetzt. Die geschlossene Masse der grauen Bündnerschiefer mit den typischen Gesteinen der Bündnerkreide im Hangenden reicht bis an den Gneisrand heran, den Zonen bunter Schiefer im Norden steht nur im nordöstlichen Teil eine Zone solcher am Südrand gegenüber, weiterhin aber nur in sehr bescheidenen Resten dort und da; Trias (und Lias) ist unterhalb des Gneisrandes nur in ein paar ganz geringen Resten in der Nauderergergend beteiligt und kommt dann noch in einer in die randlichen Gneise eingeschalteten Schubzone bei Nauders zutage, fehlt aber sonst dem tirolischen Südrand völlig.

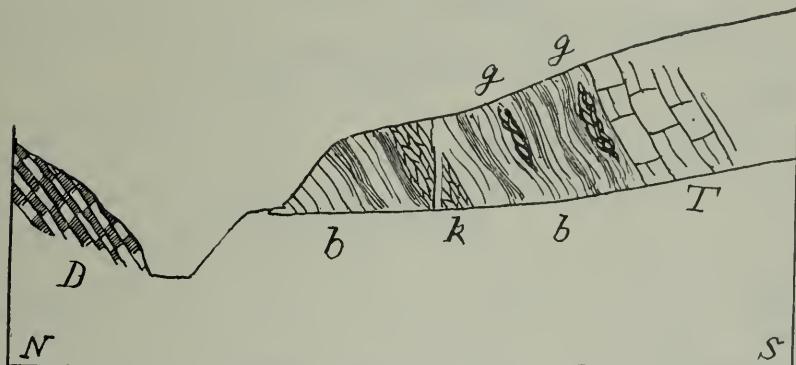
Wir beginnen die Schilderung in der Gegend von Nauders.

Wie schon aus der Tabelle (Tafel XXI) ersichtlich ist, schaltet sich in der Nauderergergend in die Bündnerkreide (Crinoidenkalk, Breccien etc.), welche das Hangende des geschlossenen Bündnerschieferkomplexes bilden, ein mächtiges Diabaslager ein; es setzt bei Grenzstein 5 auf tirolischem Gebiet ein — nach Schiller keilt es auf der Schweizerseite sehr bald aus —, zieht sich an und über den Kohlstattrücken hin, überschreitet bei Schloß Naudersberg den Stillebach, steigt an der rechten Flanke am Eingang des Gamortales zum Westkamm des Gaisblaiskopfes an und zieht an der Nordseite desselben zum Suntawakamm, wo es sich in mehrere kleine Teillager zerfasert und im obersten Saderergraben dann verschwindet. Während längs dieser ganzen Erstreckung hin der Diabas sonst im primären Verband mit den unterliegenden Kalken etc. steht — auf Gamor sowohl wie am Suntawa feine Kalklagen, wechselnd mit diabasischem (tuffigem?) Material, am Rand des Diabaslagers — schiebt sich an der Schweizergrenze bereits an der Basis des Diabases eine Schuppe von stark zerpreßtem serizitischem Gneis ein, welche nach ihrer petrographischen Beschaffenheit sehr wahrscheinlich aus einem Granitgneis entstanden ist. Nach beiden Seiten verschwindet er rasch im Wald. Von der Schweizerseite gibt Schiller außerdem noch unterhalb des Gneises einen „weißen und blaßgrünen Marmor in

mäßig dicken Bänken mit hellen und rotbraunen Crinoidenstielgliedern¹⁾ an, welche er mit dem Lias von Steinsberg vergleicht. Da hier gerade auch Bündnerkreidecrinoidenkalke an der Landesgrenze anstehen, so wäre auch die Möglichkeit von metamorphen derartigen Kalken in Betracht zu behalten.

Über dem (steil S fallenden) Diabasschiefer folgt wieder eine Zone Bündnerschiefer mit (besonders gut entwickelten) Crinoidenkalken und Breccien der Bündnerkreide (begleitet von kleineren Tonschieferlagen). Sie setzen an der Sumpffläche unterhalb des Schwarzsees ein und sind bis ober Riatschhof zu verfolgen und neuerdings erscheinen sie in gleicher Stellung wieder am Valribach, von wo sie bis zum Westkamm des Gaisblaiskopfes anhalten. Nach einer

Fig. 24.



Profil am Valribach in etwa 1650 m Höhe. (Weg zu einem aufgelassenen kleinen Steinbruch.)

D = Diabasschiefer. — *b* = Kalkig-sandige graue Bündnerschiefer mit vielen Tonschieferlagen. — *k* = Lichtgraue Kalkschiefer. — *T* = Dolomitische Kalke (Trias). — *g* = Gneisquetschlinge.

Unterbrechung an der Nordseite dieses Kammes beobachtet man sie wieder zwischen den Teillagern am Suntawa.

Am Valribach sind in diese Zone kleine Schollen von Trias und Gneis eingeschoben, wie auf dem beifolgenden Profil (Figur 24) ersichtlich. Es schneidet den Bach in zirka 1650 m Höhe. Der dichte, graue, gelblich anwitternde Triaskalk geht nach oben und talaufwärts in einen dunkelgrauen, primärbrecciösen, stark dolomitischen Kalk über, der den Sedimentationsbreccien im Triasdolomit des Ortler oder der Lischannagruppe gleicht. Er ist in mehrere Quetschlinien zerrissen und in die Bündnertonschiefer eingeknetet. Unter ihm sind ganz kleine Schollen von Gneis eingepreßt. Eine etwas größere steht höher oben am Valribach bei 1900 m an²⁾. Über den Triaslinsen liegen zunächst

¹⁾ L. c. S. 136.

²⁾ Möglicherweise von etwas Grünschiefer begleitet; es ist unsicher, ob letzterer ansteht.

Tonschiefer und Kalkschiefer, dann wenige Meter eines dunkelgrüngrauen dichten Quarzites und dann über ihm Crinoidenkalke und Kalkschiefer (im ganzen 30—50 m mächtig) und zuoberst noch kalkig-quarzitische Bänke.

Am Westkamm des Gaisblaiskopfes zwischen 2300 und 2400 m und am obersten Südhang desselben schieben sich an der Grenze gegen den Gneis die oben (Seite 461 und Figur 4) beschriebenen „hellbunten Kalke“ ein. Sie werden von Crinoidenkalken unter- und überlagert und liegen am Nordrand direkt auf dem Diabasschiefer. Nahe dem südlichen Ende bricht eine Gangmasse von (ungeschiefertem, mittelkörnigem, phaneromerem) Diabas auf und zwischen ihr und den hellbunten Kalken liegt stark geschieferter Diabas. Am Kamm bricht am Gneisrand noch ein kleiner Gang diabasischen (?) Charakters durch.

Der Gneisrand greift am Kamm über die Zone der Kreidekalke und ihre Schollen vor bis zum Diabaslager und erst am Suntawakamm taucht die Zone wieder unter dem Gneis hervor.

Bei Riatsch setzt über dem Crinoidenkalk eine Gneiszone ein, welche dann bis zum Stillebach direkt dem Diabasschiefer aufliegt — sei es, daß erstere auskeilen oder der Gneis sie bis zum Diabasschiefer hin überdeckt. Sie besteht zum größeren Teil aus Orthogneisen (Augengneis im Gamortal und bei der Säge am Stillebach, stark verquetschter serizitischer Flasergneis bei Riatsch und im Gamortal, beide petrographisch gleich den Orthogneisen des Gaisblaiskopfes; bei Riatsch am Nordrand ein feinkörniger, stark mylonitischer Gneis, wahrscheinlich aus einem Biotitorthogneis hervorgegangen, mit makroskopisch in kleinen dunkelgrünen Tupfen hervortretendem Biotit-Chlorit), zum kleineren Teil aus Paragneisen (Phyllitgneis am Stillebach, unter Novelles und im Gamortal inmitten der Augengneise, ferner nördlich des Valribaches zwischen der Granitgneismasse des Gaisblaiskopfes und den Bündnerschiefern eine Zone von Phyllitgneis und feinschieferigem Biotitgneis [Biotitschiefern], letztere gleich den zahlreichen analogen Einschaltungen in den Schiefergneisen von Mutzwiesen und Stables-Notvelles). Bei Novelles aplitisch-granitische Lagen (Lagergänge?).

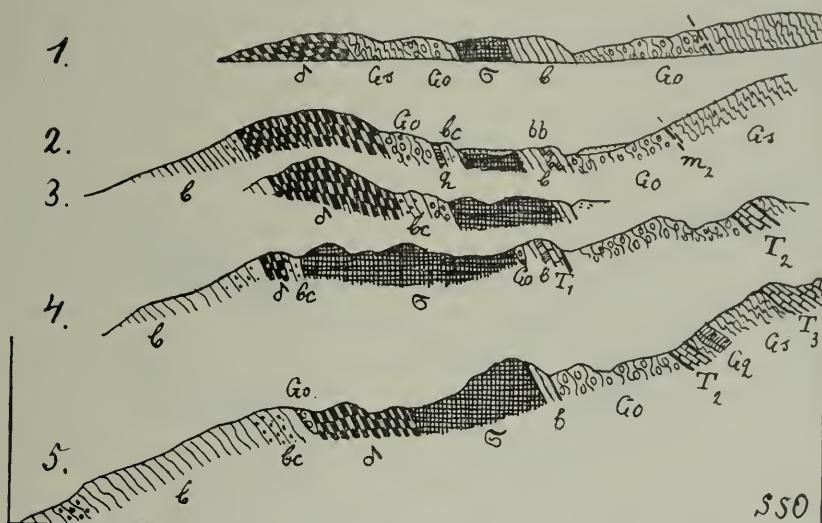
Am Valribach weicht der Gneis wieder weit vom Diabasschiefer ab und überlagert die eben beschriebene Zone von Bündnerkreide etc. Das Streichen des Gneises ist hier OW und ONO (seltener OSO mit starkem Südfallen), also jenes der Ötztalergneise, stark verschieden von dem NO- bis NNO-Streichen der unterlagernden Bündnerschiefer.

Bei Riatschhof liegt auch auf dem Gneis noch eine Scholle von Crinoidenkalk der Kreide. Zwischen ihm und dem darunter einfallenden Gneis steht ein sehr dunkelgrüngrauer, massiger, dichter Quarzit an. U. d. M. erblickt man einen feinen Quarzsandstein (wenig gerundete Quarzkörner, oft ineinandergreifend, dicht gedrängt, mit sehr wenig äußerst feinkörniger Zwischenmasse, vereinzelt Biotit-schüppchen und chloritische Fasern). Da ein gleicher Quarzit (nur geschiefert) innerhalb der Crinoidenkalke am Valribach ansteht, ist

er dieser Formation offenbar zuzurechnen — wie ja der Verband mit quarzitischen Gesteinen für sie charakteristisch ist¹⁾.

Im Gebiet westlich des Stillebaches bricht nun südlich von der Crinoidenkalkzone, beziehungsweise dem Gneis eine mächtige Masse

Fig. 25.



Profile zwischen Nauders und der Landesgrenze (von NNW—SSO).

1 = Linkes Gehänge des Stillebachtals. — 2 = Zwischen Tiefhof und Riatschhof.
— 3 = Über Kohlstätte, nahe bei Tiefhof vorbei. — 4 = Östlich nahe neben
Grünsee und Schwarzsee. — 5 = An der Landesgrenze.

b = Graue Bündnerschiefer und *bc* = Crinoidenkalk derselben (in Profil 5 am Nordend die Quarzbreccie des Lochschrofen). — *q* = Quarzit bei Riatschhof. — *bb* = Bunte Bündnerschiefer, mit Dolomiteinschluß bei Tiefhof. — δ = Diabasschiefer. — σ = Serpentin. — T_1 = Fragliche Trias oder Tithon der Zone Tiefhof—Gravalada. — T_2 = Triaskalke ober dem Grünsee. — T_3 = Trias des Piz Lad. — m_2 = Mylonit. — *Go* = Orthogneis. — *Gs* = Paragneis. — *Gq* = Gneisquarzit.

von Serpentin auf, das Rundhöckergelände um den Schwarzsee aufbauend. Er beginnt am Inn unterhalb der Plattamala von Remüs

¹⁾ Der Quarzit von Riatsch erinnert makroskopisch an die „Ölquarzite“ der Schweizer. Vergleich der Schiffe mit solchen von Ölquarziten aus dem Rhätikon, welche mir Freund Ampferer zur Verfügung stellte, zeigten zwar Übereinstimmung in dem Charakter von feinkörnigen (typischen) Quarzsandsteinen bei beiden, dem Riatschgestein fehlt aber der die Ölquarzite kennzeichnende Ägirinangit, welcher in den Rhätikongesteinen durch sehr fein aggregierte, lebhaft grüne chloritische Umwandlungsprodukte vertreten ist. Zeichen von Kontaktmetamorphose fehlen in der Struktur gänzlich bei beiden, auch die gute Erhaltung organischer Strukturen (Crinoidengitterstruktur) in Fossilresten der Rhätikongesteine spricht gegen eine solche.

und zieht sich vom Ausgang der Valtorta zusammenhängend fort bis zur Landesgrenze, wo er am Schwarzsee zu besonderer Mächtigkeit anschwillt und dann am Stillebach endet. Es ist das nordöstliche Ende der Serpentinzone von Schuls.

Westlich des Stillebaches über dem Serpentin, östlich desselben über der Gneiszone zieht sich eine schmale, aus verschiedenen Schichtgliedern zusammengesetzte Zone hin. Es beteiligen sich an ihr: 1. Graue kalkige Bündnerschiefer (dunkelgraue dünnstieferige Kalkschiefer, gelblich oder lichtgrau anwitternd, oft mit serizitischtonigem Belag, viele Kalzitadern und phyllitische und halbphyllitische graue Tonschiefer, lithologisch etwa dem Komplex an der Straße Norberthöhe—Martinsbruck gleichend), anstehend am Karrenweg nach Tiefhof, weiter oben am Weg Tiefhof—Grünsee und an der Landesgrenze. 2. Bunte Bündnerschiefer: auf dem Felsköpfchen am Südrand der Wiesen von Riatschhof, ferner auch weiter aufwärts zwischen Tiefhof und Grünsee stehen grüne, etwas serizitische Tonschiefer mit weißen Kalzitfasern, Tonschiefer mit grünen und schwärzlichvioletten Lagen wechselnd, mit feinen grauen kalkigen Fasern durchzogen, schwärzlichrostige Tonschiefer, schließlich grüne Tonschiefer mit braunen Kalklagen an, also Gesteine, welche charakteristische Glieder der Serie der bunten Schiefer sind. 3. Gesteine der Trias: Beim Hof Novelles ober Nauders setzen zwischen den Gneisen Dolomite ein und ziehen sich durch die linksseitige Flanke des Gamortales bis zu der von den Gamorböden herabziehenden Rinne: hellgrauer, sehr licht anwitternder, oft brecciöser Dolomit und dunkelgrauer Dolomit, dem Diploprendolomit des Jaggl und Piz Lad gleich; über ihm im Gamortale sowie ober und unterhalb Novelles liegen dunkelgraue, dichte, dünnstieferige Kalke, licht anwitternd, gestriemt, welche dem Muschelkalk entsprechen dürften. Sehr ähnliche solche Kalkschiefer, manchmal licht rötlich anwitternd, treten nun auch zwischen Tiefhof und Grünsee in dieser Zone auf und erinnern stark an Teile des Muschelkalkes unter Piz Lad oder mehr vielleicht noch an die Tithonkalkschiefer von Valtorta, Plattas etc. Allerdings ist ihre Abtrennung von den grauen Bündnerschiefern infolge der weitgehenden Gesteinsähnlichkeit sehr schwer und macht der enge Verband mit dem Bündnerschiefer überhaupt ihre Zurechnung zu einer anderen Formation unsicher. E. Suess hat sie (zwischen Tiefhof und Grünsee) gleichwohl als „in unzweifelhafter Weise als ostalpine Trias kennbar“ bezeichnet¹⁾. Unter den bunten Bündnerschiefern zwischen Riatsch und Tiefhof taucht auch noch ein Dolomitknollen hervor.

Diese komplexe Zone überschreitet die Landesgrenze bei Grenzstein 3 (1859 m). Ober Grava lada schiebt sich zwischen sie und den Serpentin wieder Gneis ein, der gegen Westen rasch an Ausdehnung gewinnt und zwischen oberem und unterem Gneis keilt die hier nur aus grauen Bündnerschiefern bestehende Zone bald aus.

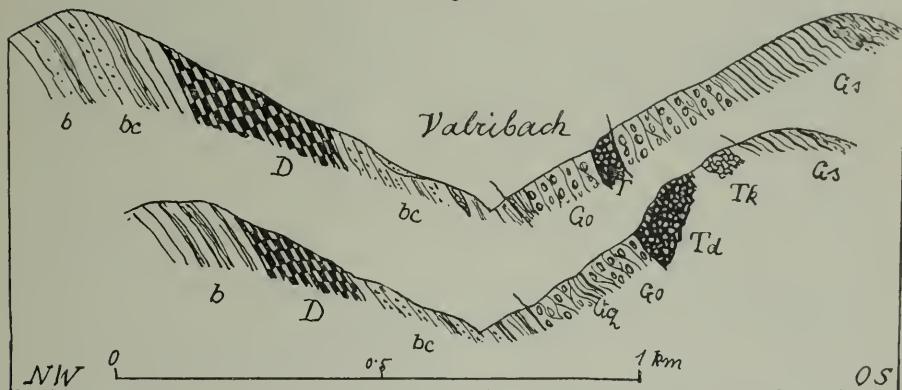
Ein letzter Rest jener unteren Gneiszone findet sich noch in einer SO über dem Schwarzsee zwischen Serpentin und Kalk-

¹⁾ L. c. S. 731.

schieferzone anstehenden kleineren Gneisscholle. Schließlich entspricht beim Wegfall des Serpentins östlich vom Stillebach der Gneis zwischen Bündnerkreide und Kalkschieferzone, beziehungsweise Dolomit derselben Position.

Die Kalkschieferzone verläuft mit NO-Streichen zwischen Tiefhof und Riatschhof vorbei (näher ersterem) zum Stillebach, den sie oberhalb der Säge erreicht. Am oberen Ende des Schuttkegels des Galdstierbaches (südlich Nauders) taucht sie wieder aus dem Talschutt heraus. Die Dolomitzone endet, wie oben beschrieben, am linksseitigen Einhang des Valribaches; als ein letzter einzelgestellter Ausläufer

Fig. 26.



Querprofile durch das Tal des Valribaches, bei 1700 und 1800 *m* ungefähr den Bach schneidend.

Maßstab: 1:12.500.

Go = Orthogneis (Augen- und Flasergneis). — *Gs* = Paragneis (zweigliedrige Schiefergneis und Biotitschiefer). — *Gq* = Gneisquarzit. — *D* = Diabasschiefer. — *b* = Graue kalkig-sandige und quarzitische Bündnerschiefer mit Tonschieferzwischenlagen. — *bc* = Crinoidenkalke und Breccien. — *Td* = Triasdolomit. — *Tk* = Dunkelgraue Kalkschiefer der Trias oder des Tithon.

kann ein sehr kleines Triasvorkommen an der rechten Talseite in 2300 *m* Höhe angesehen werden: eine sehr kleine Klippe von Dolomit und etwas rötliche Kalkschiefer sind hier eingekeilt zwischen saiger gestelltem, stark zerquetschtem und serizitisiertem Phyllitgneis.

Die unter der Triaszone liegende Gneiszone fließt mit dem Aufhören der ersteren zusammen mit der geschlossenen Gneismasse der Öztalener und ist weiterhin östlich die Spur der Schubfläche nicht mehr weiter zu verfolgen. Die besprochene Zone tritt an einer in den Rand der Gneise eingeschnittenen Bewegungsfläche auf und keilt beiderseits in demselben aus, ohne daß die Schubfläche nach den Seiten sich weiter verfolgen ließe.

Östlich des Stillebaches setzen am oberen Rand der Triaskalkschieferzone die Öztalergneise ein, deren einzelne Gesteinszonen von

der Grenzfläche schräg abgeschnitten werden, entsprechend dem Winkel, welchen die ostwestliche bis ostnordöstliche Streichrichtung der Gneise mit dem Verlauf jener Fläche bildet. Es sind zweiglimmerige Schiefergneise, wechsellagernd mit feinschuppigen Biotitgneisen (Biotitschiefern), während gegen Norden und Osten zu die große Granitgneismasse des oberen Gamortales und Gaisblaiskopfes sich ausbreitet und an die Grenzfläche herantritt. Westlich vom Stillebach wird die Gneismasse aber von einer noch höher liegenden Schubfläche durchschnitten: ober dem Grünsee, an der Schwelle der Wiesenmulden der Mutzwiesen und im Waldgehänge westwärts steht dunkelgrauer, weißaderiger, hell anwitternder, gutgebankter Kalk an, der begleitet wird von schwarzen, bräunlich anwitternden, mergeligen Kalklagen und dunkelgrauem brecciösem Dolomit; im ganzen eine Gesteinsfolge, welche viel Verwandtschaft mit dem Muschelkalk der Lischannagruppe besitzt, im Kalke allenfalls auch mit dem Tithon derselben Gruppe. Sie fallen steil berglein. Der unterliegende Gneis ist am Grünsee ein stark verschieferter zweiglimmeriger Orthogneis, etwas deutlicher als solcher weiter gegen Tiefhof zu erkennbar. Über der Trias liegen zweiglimmerige Gneisglimmerschiefer mit Einlagerungen von Biotitschiefern und Biotitquarziten (im nördlichen Teil der Mutzwiesen NO streichend und N fallend, gegen Westen dreht sich das Streichen in NS unter dem Piz Lad herum bei sehr steiler Aufrichtung der Schichten). Der Schichtkomplex findet seine nordöstliche Fortsetzung in den Schiefergneisen und Biotitschiefern des Piengertales.

Der Einschub mesozoischer Gesteine ober dem Grünsee verschwindet gegen SW zunächst unter den ausgedehnten Schutthalden des Piz Lad. Am westlichen Wandfuß des letzteren (Valtorta) wird der Dolomit des Lad unterlagert von einer Mischzone von Tithon, Lias und Trias und zuoberst unter dem Dolomit liegen auch noch kleine Fetzen von schwärzlichen phyllitischen Schiefern (Casanna-schiefer bei Schiller), welche vielleicht besser als schieferige Gneismylonite zu deuten sind. Diese Zone liegt auf den Gneisen der Valtorta als direkte Fortsetzung jener beim Grünsee. Gleiche phyllitische Schiefer sind auch im obersten Val Dascharina in gleicher Position vorhanden. Alles zusammen führt zur Deutung, daß — wie schon anderenorts ausgeführt wurde — die große westliche Randüberschiebung der Öztalergneise vom Val Dascharina an längs jener Quetschzone unter dem Piz Lad durch verläuft — der Piz Lad ist ein triadischer Rest auf den Gneisen analog dem Jaggl — und ihre Fortsetzung in jener Zone über dem Grünsee findet.

An dem Bächlein, welches die Mutzwiesenmulden entwässert, endet die Triaseinlagerung: der Verlauf der Schubfläche ist aber bis zum Stillebach hin noch zu erkennen an dem Auftreten von dichten schwarzen und dunkelgrünen Myloniten mit Quarzknoten und Brauneisensteinkrusten in den Waldhängen südlich Tiefhof. Unter dem Mikroskop erscheinen sie als typische Mylonite teils ungeschiefert, teils flaserig, aus Quarz und Serizit bestehend, wobei die große Menge des letzteren zum Teil wohl auf Feldspate zurückzuführen ist. Der Schliff zeigt einen sehr hohen Gehalt an neugebildetem Kalzit. Im ganzen dürfte es sich um zermalmte Gneise und

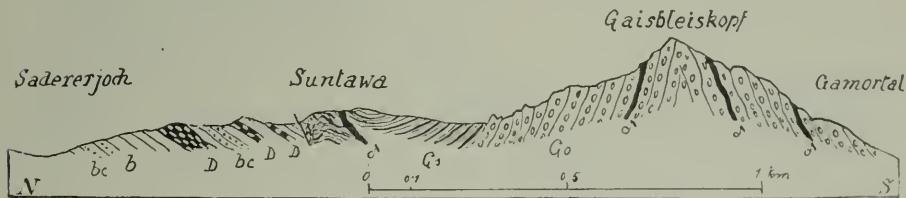
Quarzite handeln, deren Kalkgehalt wohl von mitverarbeiteten oder in der Tiefe steckenden Trias-Tithonschollen herrührt, allenfalls käme auch Verrucano noch als Ursprungsmaterial der Mylonite in Betracht.

Der Verlauf der Schubfläche fällt, soweit die mangelhaften Aufschlüsse und die intensive Verschieferung der Orthogneise eine Abgrenzung erlauben, zusammen mit der Grenze des Orthogneises, welcher nur nördlich davon gefunden wurde, und dem Schiefergneis mit Biotitschiefer und Quarzit, welcher das ganze Gelände südlich davon zusammensetzt.

Jenseits des Stillebaches fehlen Spuren jener Schubfläche im Gneis über der tieferen Triaszone; bis zum Rand dieser reicht der enggeschlossene, OW—ONO streichende Faltenbau der Ötztalergneise, welcher im Gehänge von Stables und Novelles zwei Synklinen bildet.

Der höhere, ober der westlichen Randüberschiebung liegende Teil der Ötztalergneise wird von der Triaskappe des Piz Lad gekrönt. Während im Norden und Osten die Auflagerung der Trias eine

Fig. 27.



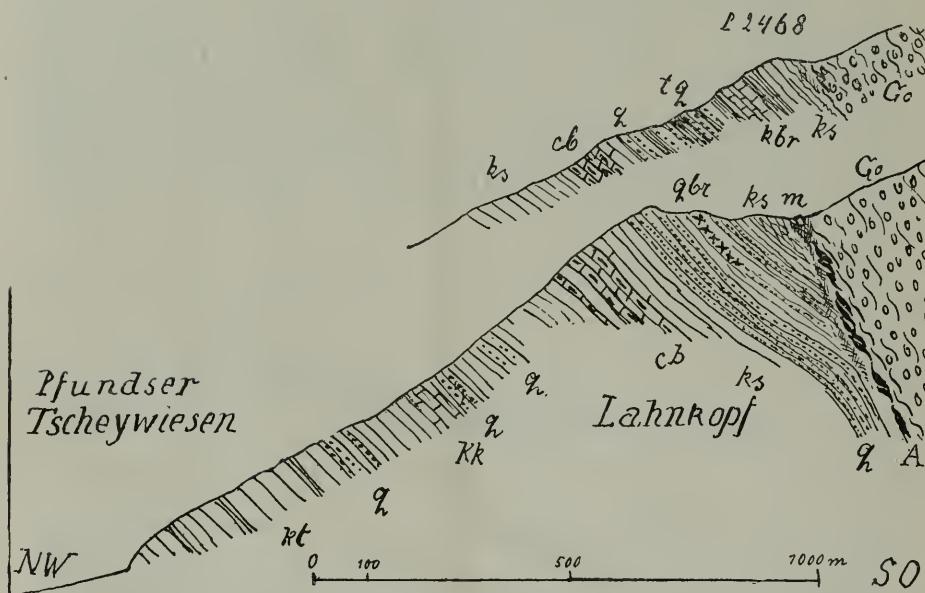
Go = Orthogneise (Augen- und Flasergneis). — *Gs* = Paragneise (zweigliedrige Schiefergneise und Biotitschiefer). — δ = Gänge von Diabas und Diabasphosphorit. — *D* = Diabasschiefer. — *b* = Graue, kalkig-sandige und quarzitische Bündnerschiefer mit Tonschieferlagen. — *bc* = Crinoidenkalke und Breccien.

relativ normale ist, insofern an der Basis Verrucano — allerdings in verdächtig geringer und lückenhafter Entwicklung — über dem Gneis liegt, dann Muschelkalk stark entfaltet und darüber Dolomit — wird er im Süden allem Anschein nach durch eine Bruchlinie abgegrenzt: die NS bis NNW streichenden und W fallenden Schichten des Dolomits stoßen hier, nur durch einen schmalen Streifen von Kalkschiefern des Muschelkalkes am Seßlat davon getrennt, von dem OW streichenden Gneis ab, der an der Grenze sehr steil aufgerichtet ist mit wechselndem Fallen, weiterhin aber N fällt. In der Gneisunterlage kommt der Bruch nicht so deutlich zum Ausdruck insofern als zwischen die NS streichenden Gneise der Mutzwiesen und die OW streichenden des Seßlat sich NO streichende Partien bei Tendereshof einschalten und andererseits das NS-Streichen am Fuß des Gebirges bis nahe zum Reschenscheidek, also unter dem Seßlat durch, anhält. Das Fallen ist in den tieferen Teilen gegen O, beziehungsweise SO gerichtet.

Sehr deutlich offenbart sich der Bruchcharakter dieser Grenze am Grat des Piz Lad und jenem des Piz Ajüz.

Mit dem Verschwinden der Diabasschiefer an der Suntawa-Ostseite tritt die Serie der Crinoidenkalke mit Quarziten und Tonschiefern geschlossen an den Gneisrand heran. Reich an Tonschieferzügen umzieht sie den Nordhang des Kreuzjoches (P. 2212) zwischen Saderertal und Radurscheltal, dessen Sohle sie bei der Einmündung des Silberbaches erreicht. Unmittelbar nördlich des Kreuzjoches begegnet man an der Obergrenze der Bündnerschiefer

Fig. 28.



Zwei Profile zwischen Radurschel- und Platzertal.

Maßstab ungefähr 1:14.000.

Go = Orthogneis. — A = Amphibolit. — m = Mylonitzone südlich Lahnkopf mit mehreren kleinen Blöcken von Dolomit. — ks = Kalkschiefer. — q = Quarzite und quarzitisches Kalke. — tq = Quarzite mit viel Tonschiefer wechselnd. — kt = Kalkschiefer mit wenigen Tonschieferlagen. — Kk = Kreidekalke. — kbr = Kalkige Kreidebreccien. — qbr = Breccie mit Quarzkörnern. — cb = Crinoidenhaltige Breccien.

einer großen Schmitze von lichtgrünen Tonschiefern mit Kalklagen, welche wohl den „bunten Schiefen“ zugerechnet werden müssen. Sie gleichen ganz denselben Tonschiefern in der Zone von Tiefhof.

Gerade bei dem Kreuz des Kreuzjoches (P. 2212) ist 200 m über der Liegendgrenze des Gneises in diesen ein Keil von dichten dunkelgrauen, blaugrau anwitternden Kalkschiefern eingeschoben, mit OW-Streichen und flachem SO-Fallen, wobei die angrenzenden Gneispartien hochgradig diaphoritisch sind. Gesteinsähnlichkeit besteht sowohl mit manchen Lagen der Crinoidenkalke (doch fehlen Crinoiden

hier gänzlich), als auch mit Gesteinen der Trias oder des Rhät in den benachbarten Münstertaleralpen.

Vom Radurscheltal bis zum Platzertal (westlicher Ast des Tösnertales) stoßen die Gesteine der Bündnerkreide ohne weitere Komplikationen unmittelbar an den Gneis, der keine Anzeichen weiterer Schubflächen an sich trägt. Am Westausläufer des Hochjoches, am Rauchkopf, sind an der Gneisgrenze noch sehr bescheidene Reste von Diabas zu bemerken.

V. Der Gneisrand.

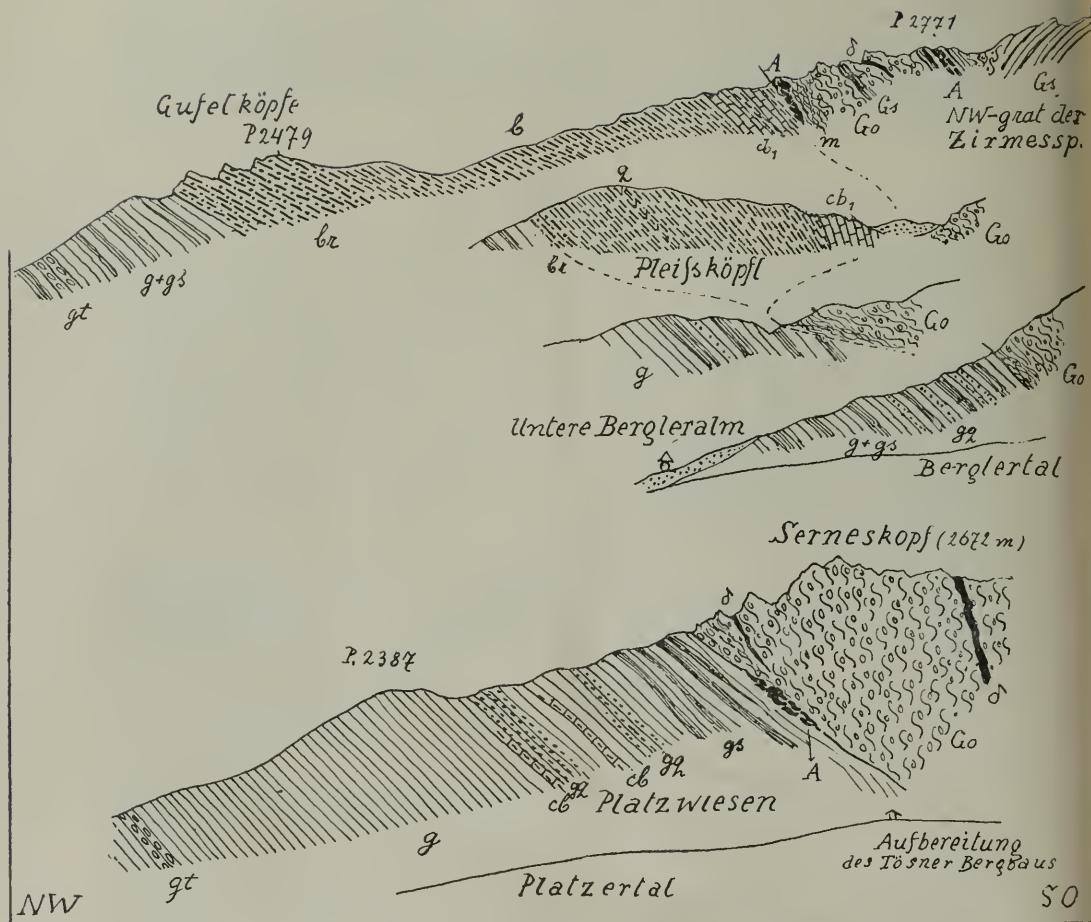
Die Grenze der Gneisregionen gegen jene der Bündnerschiefer verläuft an der Silvrettaseite nahe dem Kamm zwischen Paznaun und Inntal — vom Vesulspitz bis zum Schönjöchel, an der Ötztaleralpenseite überschneidet sie die vorderen Teile der in nordwestlicher oder nördlicher Richtung gegen den Inn vortretenden Seitenkämme, im Osten zieht sie im Bogen über den Kaunerberg. Pontlatz und Kaltenbrunn (Martinsbach) sind die tiefsten Taleinschnitte. Der genauere Verlauf ist auf den beigegebenen Karten, im Umriß auch auf der Skizze (Figur 12) zu ersehen und wird in einheitlicher Darstellung auf der geologischen Spezialkarte erscheinen.

Fast überall längs dieser Linie fallen die jüngeren Schichten unter die Gneise ein. Das umgekehrte Verhältnis ist einmal auf der Fließeralp zu sehen, in dem im Profil Figur 21 dargestellten Kamm nordöstlich des oberen Malfragkopfes; möglicherweise auch am Südfuß des Martinskopfes, doch sind an letzterer Stelle die Aufschlüsse nicht genug tiefgehend. Jedenfalls sind derartige Fälle seltene Ausnahmen und können auf sekundäre tektonische Bewegungen zurückgeführt werden.

Die Neigung der Überlagerungsfläche ist an den Stellen, wo ein tieferer Einblick möglich ist, im tirolischen Bereich steil, nicht selten eine nahezu senkrechte. Soweit die Grenze dem Kamm entlang läuft, ist selten ein tieferer Einschnitt in die Grenzzone vorhanden, wohl aber bieten einen solchen die großen Taldurchbrüche: das Inntal, Kaunertal, Tösnertal und Radurscheltal. In geringerer Tiefenausdehnung ist senkrechte Aufrichtung der Grenzfläche am Grübelekopf deutlich zu sehen, wobei auch die beiderseits angrenzenden Schichten nahezu saiger gestellt sind. An anderen Stellen mit nahezu senkrechter Aufrichtung der Grenzfläche, wie am Lahnkopf ober den Tscheywiesen (siehe Profil Figur 28) und am S u n t a w a (südlich des Sadererjoches, besonders an der Ostseite zu sehen), werden die gegen die Gneise einfallenden Bündnerschiefer, wenigstens in ihren oberen Teilen, von der Grenzfläche abgeschnitten nach Art einer Verwerfung.

Im tiefen Taleinschnitt des Inn, der Pontlatzschlucht, stehen Gneise und Bündnerschiefer, beziehungsweise Trias in sehr steiler Stellung und mit einer gleich steil aufrichteten Grenzfläche nebeneinander. Im Kaunertal bezeichnet der Verlauf der Grenze gerade über den Berghang herab die steile Stellung der Grenzfläche; der bogenförmige Verlauf der Grenzlinie zwischen Aifneralp und Mathankopf korrespondiert mit dem periklinen Abfall der Bündnerschiefer,

Fig. 29.



Maßstab: 1:16.666.

Zeichenerklärung:

- | | |
|---|---|
| <i>Go</i> = Orthogneis. | <i>cb</i> = Crinoidenkalk und Breccie. |
| <i>Gs</i> = Paragneise. | <i>cb₁</i> = Kalke der Bündnerkreide. |
| <i>A</i> = Amphibolit. | <i>b</i> = Bunte Bündnerschiefer. |
| <i>δ</i> = Diabasgänge. | <i>br</i> = Breccien derselben. |
| <i>g</i> = Graue Bündnerschiefer. | <i>q</i> = Quarzite in den bunten Bündnerschiefern. |
| <i>gt</i> = Tüpfelschiefer. | <i>m</i> = Mylonit. |
| <i>gs</i> = Tonschiefer. | |
| <i>gq</i> = Quarzite und quarzitishe Kalke. | |

welche gegen Osten unter die Gneise einfallen, wie dies im kleinen im Profil des Schloßbachgrabens zu sehen ist (Profil Figur 22). Die aus der Ötztalergruppe entspringenden Seitentäler des Inn: Stalanzertal, Tösnertal, Platzertal, Radurscheltal, zeigen größtenteils und zum Teil in sehr schönen, steil und tief eingeschnittenen Talprofilen (Plazertal!) ein steiles Einfallen der Bündnerschiefer unter die Gneise, zum Teil ist die Grenzfläche wellig verbogen und infolgedessen wechselnd steiles und flaches Einfallen, wie sich aus der Verbindung der Profile zwischen Bergleralm und Zirmesspitzkamm (Figur 29) und aus jenen an der Westseite des Schlanderskopfes (Stalanzertal, Figur 30) ergibt.

Am Westrand dagegen beobachtet man am Fluchthornkamm bekanntlich eine mehrere Kilometer weite flache Auflagerung der Gneise, beziehungsweise Amphibolite auf den Bündnerschiefern.

Eine Querverwerfung des Gneisrandes konnte auf der Fißer Ochsenalm mit einiger Wahrscheinlichkeit festgestellt werden: Unter dem Schönjöchel verläuft die Gneisgrenze parallel zum Kamm zwischen 2100 und 2200 *m* Höhe, bis sie den oberen Rand der großen, von Wiesen und Weiden bedeckten Mulde der Ochsenalm erreicht, welche mit Moränenmaterial erfüllt ist. Am Westrand derselben stehen überall „bunte Schiefer“ an, am Ostrand aber Gneis bis unter 1700 *m* herab. Eine felsige Steilstufe im Wald bezeichnet den unteren Gneisrand, darunter folgen dann auch auf dieser Seite die Bündnerschiefer. Das Streichen sowohl der Bündnerschiefer als der Gneise ist beiderseits und unterhalb der Mulde ONO mit Bergeinfallen. Die plötzliche Tieferrückung der Gneisgrenze ist hier sehr wahrscheinlich durch eine NW—SO laufende Verwerfung zu erklären. Dem entspricht es auch, daß die Trias in der Felsnische ober Fiß zwischen 1600 und 1700 *m* liegt und die in gleicher Position über dem Verrucano in die bunten Schiefer eingeschaltete untere Trias am Urgenebnerbach zwischen 1400 und 1500 *m*. Das obere Triasvorkommen am selben Bach kann man — weniger verläßlich — der Trias unter Schönjöchel parallel setzen und erhält dann auch hier eine ähnliche Tieferrückung wie bei dem Gneis. Auch der obere Rand der Verrucanozone liegt am Urgenebnerbach noch um mindestens 100 *m* tiefer als westlich desselben. Dagegen ist am unteren Rand derselben Zone keine Differenz mehr feststellbar. Die großen Moränenmassen der Fißer Ochsenalm reichen von 2100 *m* in breitem Zug bis zur Terrasse von Fiß-Ladis herab und überdecken durchwegs die Verschiebungsgrenze.

Ein kleiner Querbruch durchtrennt ober der Fendleralm den Gneisrand, mit Senkung des Ostflügels um etwa 200 *m*. Der vom Gamskopf zur Almhütte (1943 *m*) herabziehende Rücken besteht bis nahe zu dieser herab aus Gneisen, während an dem anderen, die Abzugsrinne des Kars ober der Alpe einschließenden, vom Schlanderskopf herabziehenden Gehänge die Bündnerkreide bis 2300 *m* hinaufreicht. 150 *m* ober der Alpe rücken die beiden Gesteine nahe aneinander, sonst trennen Moränenwälle dieselben.

Das Streichen der Gneise in der Ötztaler- und Silvretta-gruppe ist vorwiegend ein ostwestliches, mit mannigfachen kleinen Schwankungen in ONO- und OSO-Richtung. Es werden infolgedessen

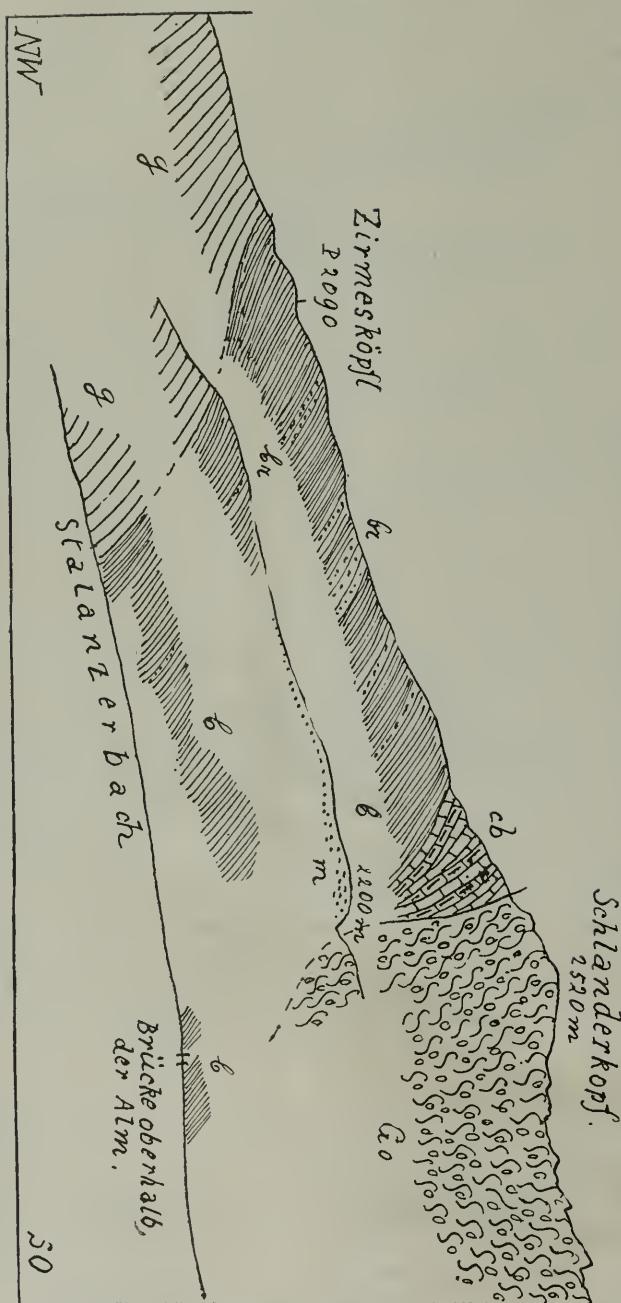


Fig. 30

Profile durch die rechte Flanke des oberen Stalanzertales.

Maßstab: 1:12.500.

G = Orthogneis. — *g* = Graue Bündnerschiefer. — *b* = Bunte Bündnerschiefer, *br* = Breccien derselben.
cb = Crinoidenkalke und Breccien. — *m* = Moräne.

die einzelnen Gneiszüge von der im ganzen NO laufenden Grenzfläche gegen die Bündnerschiefer schräg abgeschnitten.

Ähnlich wie bei anderen großen Dislokationslinien, zum Beispiel der Judikarienlinie, ist in nächster Nähe der Grenze vielfach eine Anpassung an das Streichen derselben eingetreten, dergestalt, daß die randlichen Teile des Gneises ungefähr parallel zum Verlauf der Dislokationslinie streichen und dadurch eine scheinbare Konkordanz zwischen überschobenem und übergeschobenem Gebirge entsteht, so zum Beispiel fast längs dem ganzen Nordrand, auf der Gamoralpe usw.

Diese randliche Anpassung findet einen auffälligen Ausdruck auch in der Verbreiterung, welche die an der Grenze hervortretenden Orthogneiszüge am Ötztalerrand stellenweise zeigen. So tritt nördlich des Radurschler Hochjoches eine breite Zone von Osten kommend an die Grenze heran, breitet sich aber hier gegen SO hin so weit aus, daß sie am Ausgang des Friunsertales mit dem nächst-südlichen Granitgneislager zusammenstoßt, während der dazwischenliegende Paragneisstreifen ohne die Grenze zu erreichen endet, beziehungsweise herausgehoben wird. Der Granitgneiszug breitet sich am Gneisrand um mehrere Kilometer weiter aus, als die Schnittlinie bei gleichbleibender Breite desselben an der Grenze sein würde.

Die gleiche Erscheinung ist auch am Ostrand, an der Augengneismasse der Aifenspitze, zu sehen. Die Südgrenze derselben verläuft dem (vorherrschend NNO- bis NO-) Streichen und Nordwestfallen entsprechend vom Grat abwärts in ostwestlicher Richtung bis sie nahezu die Sohle des Mühlbachgrabens erreicht, hier aber biegt sie rasch nach Süden aus und statt, wie bei normalem Verlauf zu erwarten wäre, im genannten Graben den Bündnerschieferrand zu erreichen, streckt sie sich bis Martinsbach südwärts. Dabei paßt sich in diesem Zipfel Streichen und Fallen dem Verlauf der Randfläche an: NNW und steiles NNO-Fallen; darüber am Hang aber streichen die Paragneise und Amphibolite in dem regionalen ONO-Streichen und N-Fallen entsprechend der konkordanten Schichtfolge am Kamm. Auch weiter nördlich (Schloßbachgraben) ist Streichen und Fallen des Aifenspitzgneises konkordant gepreßt zu den Bündnerschiefern und der Grenzfläche. Dabei ist, wie weiter unten auszuführen ist, der ganze Grenzsaum und besonders jener Verbreiterungszipfel vollkommen mylonitisiert.

Randliche Anpassung im Streichen und Verbreiterung der Zonenenden müssen, wenn man das Gebiet als „Fenster“ auffaßt, nach der Hauptüberschiebung, während oder nach der Steilstellung der Schubflächen entstanden sein und zeigen, daß der Verlauf des Randes nicht nur der einer zufälligen Erosionsöffnung ist, sondern tektonisch bestimmt.

Die Verbreiterung am Ostende läßt sich als eine Anpressung in der Richtung gegen Westen verstehen, aber auch als Schleppung bei einer nordwärts gerichteten Bewegung, beziehungsweise deren Teilbewegungen von Gneis oder Bündnerschiefer.

In manchen Randzonen ist es zu einer Verschuppung von Gneis mit Bündnerschiefer und auch Trias und Verrucano gekommen. In kleinerem Ausmaße ist solches zum Beispiel am Grübelekopf zu

sehen (siehe Seite 533) oder unter dem Planskopf, in größerem Ausmaße in der Gegend von Nauders, wie oben beschrieben wurde. Ebenso tritt zwischen Flimspitz und Bürkelkopf und südlich des Grübelekopfes eine bedeutende Abspaltung von Gneis zwischen die Diabase und begleitenden Schiefer der beiden Gipfel ein.

Gesteinsumwandlungen am Gneisrand.

Die beiderseitigen Gesteine sind am Rande scharf voneinander abgesetzt; eine Vermischung beider, etwa in Gestalt polymikter Reibungsbreccien oder größerer Gesteinsverknüchtungen ist nirgends zu beobachten.

In den Bündnerschiefern ist selten am Rande selbst eine stärkere mechanische oder chemische Umwandlung zu bemerken, als sie auch weiter gegen innen in ihnen zu sehen ist. Anzuführen wären hier etwa die Scholle von „hellbunten Kalken“ am Fuß von P. 2921 (Frudigerkamm). Die Triasschollen am Gneisrand sind gleich stark zerteilt und zertrümmert wie tiefer unten im Profil. — Die Bündnerschieferregion ist durch die ganze Masse ziemlich gleichmäßig stark gepreßt und gefältelt, ohne daß eine Steigerung am äußersten Rande hervortreten würde.

Dagegen sind die Gneise in einer schmalen Randzone meist stark umgewandelt gegenüber dem normalen Bestand derselben.

Es bilden sich Diaphtorite und Mylonite. Zu ersteren sind zu rechnen: dunkelgrüne oder graugrüne, dichte feinfaserige oder undeutlich gefaserte Schiefer, in denen stellenweise noch kleine Schmitzen und Fläserchen mit deutlicher Gneisstruktur eingewoben sind; Rutschflächen durchziehen in großer Zahl das Gestein. Solche treten zum Beispiel am Grübelekopf auf. Oder man findet lichtere, graugrüne, feinserizitische Schiefer, wellig verknüchtet und dicht mit rost-roten, glänzenden, buckligen Gleitflächen durchzogen; Übergänge dazu bilden sehr muskovitreiche Schiefer, welche faserweise noch eine körnelige Gneisstruktur erkennen lassen; Beispiele dieser Art trifft man bei Asters—Obladis, Fließeralp u. a. O.

Einer derartigen Verschieferung unterliegen hauptsächlich die verschiedenen sedimentogenen Gneise, welche hier meist glimmerreich sind. Dagegen scheinen die Granitgneise eher zu mylonitischer Deformation zu neigen, das heißt vorwiegend rapturell-kataklastisch deformiert zu werden, doch sind auch in ihnen diaphtoritische Schiefer mehrfach zu sehen.

Ein gutes Beispiel dafür liefert der Rand der Aifenspitz-Granitgneismasse, welche am Ostrand des Gebietes die oben beschriebene Breitquetschung erlitten hat. Der hauptsächlich als zweiglimmeriger Augengneis entwickelte Granitgneis ist am Rand in mylonitische Gesteine umgewandelt, von grauer oder bräunlicher Farbe und rostig-brauner Verwitterungsrinde, welche teils dicht bis feinkörnig und von quarzitähnlichem Aussehen sind, teils mehr oder weniger gefasert oder auch feinschiefrig und wellig gefältelt. Stets sind sie von vielen Rutschflächen und buckligen, rostigen Harnischen und Klüften durch-

zogen; wenig verarbeitete Partien zeigen feinkörnige Feldspate und solche Formen leiten über zu dem nicht mylonitischen Gestein. U. d. M. sieht man ein vollkommen kataklastisch-brecciöses Gefüge von Quarz, Kalifeldspat (auch Mikroklin) und Plagioklas richtungslos oder es sind bei geschichteten Myloniten die Bestandteile in Fasern bestehend aus Aggregaten von ungleicher Korngröße verteilt, welche mit Glimmerfasern (oft chloritisiert) wechseln; letztere oft durch Eisen rot gefärbt. Bei beginnender Mylonitisierung kann man im Schriff sehen, wie der kristallisationsschiefrige (eventuell auch gefaltete) Gneis von einem Netz von Mylonitadern quer und parallel zur Schieferung durchzogen wird. Die Grenze gegen den angrenzenden Schiefergneis ist in der Zone Mühlbach—Kaltenbrunn verwischt und auch im Schriff das Ursprungsgestein oft nicht mehr sicher erkennlich. Die Schiefergneise sind ober Martinsbach von Quetschzonen durchzogen und zeigen hier nicht selten Rutschflächen, deren Striemen horizontal und parallel zum Streichen (nahe OW) verlaufen.

Eingeschaltete Amphibolite widerstehen der Verarbeitung besser. Der Amphibolit, welcher nahe dem Unterrande des stark mylonitischen Granitgneises im Schloßbachgraben eingelagert (Profil Figur 22) ist, zeigt makroskopisch keine Zeichen von Mylonitisierung und u. d. M. ist nur eine geringe Kataklyse (hauptsächlich am Quarz, an der Hornblende gar nicht) festzustellen. Bedeutend stärker deformiert ist ein Diabas, welcher wahrscheinlich als Gang der Gneisgrenze folgte (9 in Profil Figur 22). Makroskopisch ist das Gestein weiß mit bräunlichen Punkten, pulverig und braust mit HCl auf; u. d. M. zeigt es richtungslos verteilten Bestandteile ineinander verzahnt und zerbröckelt; es sind Albite, oft von einsprenglingartiger Größe, farbloser Pyroxen (reichlich) und sehr wenig farblose Hornblende.

Stärker verändert als der obige Amphibolit sind solche am Petersbach und Mathankopf, ersterer ist von dichten, grün-schwarzen serizitischen Fasern durchzogen, zwischen denen Linsen von normal struiertem Amphibolit erhalten geblieben sind, letzterer ist dicht und undeutlich faserig geworden und mit dicken, talkähnlichen Serizitüberzügen bedeckt an den dicht gedrängten Rutschflächen. Ersterer ist mikroskopisch kaum mehr zu erkennen, so gänzlich ist er in Fasern von Chlorit, Zoisit, Quarz mit erhaltenen Titanitkristallen umgewandelt; Adern von neugebildetem Quarz, Kalzit und Feldspat durchqueren ihn. Letzterer zeigt mehr mechanische und weniger chemische Umformung.

Dichte Gangmylonite.

Unter diesem Namen sei hier ein Gestein beschrieben, welches am nördlichen und westlichen Gneisrand allenthalben anzutreffen und für diesen geradezu charakteristisch ist, dessen Natur aber nicht ganz sicher gedeutet werden konnte. Ich habe es vom Pontlatz bis zum Fluchthorn immer wieder am Gneisrand gefunden und nach Mitteilungen von Dr. Spitz ist es auch in der Ardetzer Gegend in gleicher Lage zu finden; dagegen habe ich es am Ötzalerrand

von der Landesgrenze bis zum Kaunertal nirgends gefunden¹⁾. Vom Kaunerberg kenne ich ein kleines Vorkommen bei Unterbrauneben.

Es ist ein vollkommen dichtes, licht- bis dunkelgrau oder auch schwärzlich gefärbtes Gestein von großer Härte, massig, mit muscheligen Bruch. Vielfach ist es reichlich durchsät von glasig glänzenden Quarzkörnern. Es durchzieht den Gneis oder Amphibolit in Gängen und Adern nach allen Richtungen nach Art eines Eruptivdurchbruches; selten sammelt es sich in Massen von ein oder ein paar Meter, öfter sind es nur schmale Adern von wenigen Zentimetern bis zu mikroskopischer Feinheit herab. In den diaphoritischen Gneisen der Grenzzone folgt es ungenau der Flaserung, wobei die Abgrenzung vom Gneis un deutlich wird, während sie bei den quer greifenden Adern in der Regel vollkommen scharf ist. Wo es ein Netz von Querklüften in den gebänderten Amphiboliten erfüllt, ergibt sich ein Bild, wie es für die Eruptivbreccien bezeichnend ist (siehe Bild Figur 31). Es ist an die engere Randzone des Gneises gebunden, weiter fort von demselben habe ich es nur in der Verrucanotriasquetschzone gefunden, welche nördlich Pontlatz die Gneise durchschneidet; es ist aber auch nie außerhalb der Gneisregion, in den Bündnerschiefern, Trias etc. gefunden worden, auch nicht in den Diabasschiefern an der Grenze. Meistens liegt es unmittelbar an der Grenzlinie des Gneises und in den ersten 50—100 m desselben.

Vor allem die Art des Auftretens veranlaßten mich, es zuerst als eruptive Gangbildung aufzufassen und ich habe es im „Querschnitt“ 1911 als felsophyrische Durchäderung angeführt, da die damals zur Verfügung stehenden Schiffe am ehesten dieser Gesteinsart zurechenbar schienen. Weitere mikroskopische Untersuchungen — welche durch die außerordentliche Feinkörnigkeit des Gesteins erschwert werden — an neu aufgesammeltem Material sowie besonders die chemischen Analysen haben aber mehrfache Kriterien beigebracht, welche für eine Deutung als mylonitische Bildung sprechen.

Die mikroskopische Untersuchung ergab folgendes (Tafel XXIV):

Ein paar Schiffe von Adern des fraglichen Gesteins aus Amphibolit am Larainjoch und am Arrezkopf (unsicher auch in einem Schliff vom Hexenkopf S) zeigen bei sehr starker Vergrößerung ein sehr feines, richtungslos-körniges, gleichmäßiges Mineralaggregat, bestehend aus: sehr viel Zoisit in kurzlänglichen Körnchen, Nadelchen einer nahezu farblosen Hornblende, Chlorit und farblose Körner, welche vielleicht Quarz oder Feldspat oder beides sind, ferner in großer Zahl gleichmäßig verteilte winzige Nester von Rutil (Leukoxen); akzessorisch Pyrit, Titaneisen. Das Gestein sieht nach Struktur und Zusammensetzung einem umgewandelten diabasischen oder gabbroiden Ganggestein ähnlich.

Schiffe des Adergesteins aus Gneis (Fließerscharte, Scharte Vesulspitz-Bürkelkopf), zeigen ein noch bedeutend feineres Korn, so

¹⁾ Vom schweizerischen Südrand zeigte mir Herr Dr. Spitz einen Mylonit aus der Val torta von der Grenze zwischen dem Granit von Raschwella und dem darüberliegenden Gneis, welcher ebenfalls zu diesen Myloniten gerechnet werden kann.

Fig. 31.



Pseudoeruptiver Mylonit in einem gebändertem Amphibolit.
Fratrischer Block bei Zuort im Val Sinestra.

daß bei 500facher Vergrößerung die körnelige Struktur gerade noch deutlich wird. Das Gemenge besteht aus farblosen, ungefähr isometrischen Körnchen und besitzt in seiner Gesamtheit eine Lichtbrechung höher als Quarz und Kanadabalsam, während die Doppelbrechung jener des Quarzes nahesteht. Einzelne Schüppchen lassen sich als Glimmer deuten; Hornblende läßt sich nicht nachweisen. In einem Schliff (von der Fließerscharte) sind wieder die winzigen Leukoxenester in großer Zahl gleichmäßig im Gestein verstreut, in anderen Schliffen fehlen sie oder sind selten. In einem Schliff vom Kontakt mit Gneis (Grenze beider geradlinig, scharf, Dünnschliffbild Tafel XXIV, Figur 3) zeigt das Adergestein — besonders bei Einschaltung des Gipsblättchens — einheitliche Auslöschung, durchzogen von einem erst bei gekr. Nikols hervortretenden kataklastischen Netzwerk. Die Auslöschung erfolgt bei Einstellung der Gneis-Adergrenze in das Fadenkreuz, eine schmale Randzone löscht ein wenig abweichend aus ($\gamma \pm \parallel$ der Gneisgrenze).

Dieser Schliff besitzt das feinste Korn von allen; in etwas weniger feinkörnigen Schliffen ist bereits eine Annäherung an dieses Verhalten entwickelt.

Sowohl bei den Adern im Gneis wie im Amphibolit wird am Gesteinsrand und um Einschlüsse herum eine schlierig-streifige Struktur durch dunklere Färbung hervorgehoben.

Das Adergestein enthält allenthalben zahlreiche Einschlüsse der verschiedensten Größe, welche dem angrenzenden Gneis, bzw. Amphibolit entstammen. Die meisten sind Quarze, dann Feldspate ganz gleicher Art wie im Gneis, bzw. Amphibolit und Aggregate beider. Losgelöste (größere) Hornblenden oder Biotite, bzw. Aggregate mit solchen, habe ich nur selten und dann in nächster Nähe des Gesteinsrandes bemerkt. In den Adern im Amphibolit auch größere Körner von Titanit, wie sie gleich im Amphibolit enthalten sind. Ebenso auch Pyrit, welcher auch makroskopisch im Amphibolit vorkommt. Alle Einschlüsse sind stark kataklastisch bis zu brecciöser Struktur, meistens zackig und unregelmäßig umgrenzt, in ein paar Schliffen fand ich aber auch stark abgerundete Einschlüsse.

Der Rand der Adern gegen das angrenzende Gestein ist häufig ganz scharf, wobei der Gneis oder Amphibolit nur ganz am Rande etwas kataklastisch ist, sonst aber bis zu dem der Schichtung parallelen oder querabschneidenden Rand sein kristallisationsschieferiges Gefüge und seine Zusammensetzung unverändert beibehält. An anderer Stelle ist eine randliche Zertrümmerung mit Ablösung einzelner Körner und Körnergruppen zu sehen. Schließlich beobachtet man auch ein flaseriges Ineinandergreifen beider Gesteine, besonders wo die Adern der Schieferung nach sich ausbreiten, wobei das Adergestein in feinsten Verzweigungen sich zwischen den einzelnen Körnern des Gneises, bzw. Amphibolits ausfasert (Taf. XXIV, Figur 1). Auch eine verschwommene, unscharfe Abgrenzung von Gang- und Muttergestein ist manchmal zu finden. Dies ist besonders bei den stark verflaserten Formen der Fall. Bei einer solchen aus Amphiboliten am Pfunder Ochsenberg ist auch eine subparallele Einordnung der Hornblendenädelchen (und der Zoisite) des Adergesteins zu bemerken. Jegliche

Spuren einer Kontaktstruktur im Gneis oder an den Einschlüssen fehlen; Kontaktminerale wurden keine beobachtet.

In einem Schriff vom Larainjoch beobachtet man innerhalb einer Ader zwei verschiedenartige Gesteinsarten: einerseits das sehr feinkörnige, gleichmäßig struierte Gestein, wie es oben aus den Amphiboliten beschrieben wurde, welches auch in feinen Verzweigungen zwischen die Amphibolitschieferlagen eindringt, andererseits in ihm und deutlich abgegrenzt ein gröberes, deutlich brecciöses Gestein aus Fragmenten von Feldspat, Hornblende, Quarz und sekundären Bestandteilen; abgerissene Trümmer des Amphibolits und kleinere Körnergruppen aus diesem sind eingeschlossen oder randlich angrenzend, ferner umschließt es auch Stücke des feinkörnigen (dichten) Gesteins. Nach Bildung der dichten dunklen Adern ist hier also nochmals der Amphibolit samt seinen Adern längs diesen aufgerissen und zerrieben worden. In einem Schriff von der Scharte Vesul-Bürkelkopf (Ader im Gneis) fand ich umgekehrt kleine Stücke einer derartigen gröberen Breccie schwimmend in dem äußerst feinkörnigen Adergestein, auch wieder scharf abgegrenzt voneinander (Taf. XXIV, Figur 3).

Herr Dr. O. Hackl, Chemiker der geologischen Reichsanstalt, hatte die Freundlichkeit, für mich zwei Analysen des Adergesteins auszuführen, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen Dank ausspreche. Die eine Gesteinsprobe (Analyse I) stammt aus einer solchen Ader in den Paragneisen der Fließerscharte (Hauptkamm ober der Fließeralm), die andere (Analyse II) aus einer Ader in dem mächtigen Amphibolitzug nordöstlich des Arzkkopfes, unmittelbar an der Gneisgrenze (während I bereits innerhalb des Gneisrandes liegt):

	I	II
<i>Si O₂</i>	56·32	47·53
<i>Al₂ O₃</i>	22·98	16·37
<i>Fe₂ O₃</i>	3·14	3·63
<i>Fe O</i>	5·80	10·88
<i>Ca O</i>	0·45	8·53
<i>Mg O</i>	2·19	6·80
<i>K₂ O</i>	4·44	1·17
<i>Na₂ O</i>	0·98	3·10
<i>H₂ O</i> (Gesamtmenge)	3·87	1·16
<i>C O₂</i>	0·22	1·60
	100·39	100·77

Aus den Analysen ist zu ersehen, daß es sich bei den Adern nicht um ein einheitliches Gestein handelt, sondern es kommt die schon bei der mikroskopischen Untersuchung festgestellte Verschiedenheit der Adern im Amphibolit von jenen im Gneis noch deutlicher zum Ausdruck. Das Gestein der Analyse I besitzt ferner nicht jenes Verhältnis der Gemengteile, welches für Eruptivgesteine charakteristisch ist, sondern ausgesprochen jenes von tonerdereichen Paragneisen (Pelitgneisen). Mit solchen stimmen sowohl die

absoluten Mengen überein als auch die gegenseitigen Verhältnisse, vor allem der hohe Tonerdegehalt bei relativ niederem SiO_2 — dabei erscheint letztere infolge der zahlreichen Quarzeinschlüsse jedenfalls in der Analyse beträchtlich höher als es dem Adergestein selbst entspricht.

Die Analyse II aber steht ebensogut im Einklang mit solchen von typischen Amphiboliten (beziehungsweise von Gabbro und Diabasen), auch wieder sowohl in der Menge der Gemengteile (hoher Eisengehalt!) als im Verhältnis der Alkalien zueinander, von CaO zu MgO usw. Auch hier ist übrigens der Kieselsäuregehalt durch die Einschlüsse erhöht.

Die Adern stimmen also in ihrer Zusammensetzung in den beiden untersuchten Fällen auffallend überein mit dem Gestein, in welchem sie stecken. Bei der Deutung als Eruptivgang müßte man eine derartige Einflußnahme des Nebengesteins auf das Magma annehmen, wie sie bisher noch nirgends beobachtet wurde, beziehungsweise es mangelt ein entsprechendes Ausgangsmaterial (I). Reinhold¹⁾ hat bei aplitischen und pegmatitischen Gängen beobachtet, daß sie, wo sie Amphibolite durchdringen, manchmal reichlich Hornblende führen (während sie außerhalb derselben frei davon sind); es handelt sich hier um pneumatolytische Bildungen; dagegen läßt sich Analyse I nicht auf ein analoges granitisches Gangmagma beziehen, da bei einem Gehalt von 20—30 Prozent Quarz- (und Feldspat-) einschlüssen nur ein Kieselsäuregehalt von etwa 30—40 Prozent verbleibt. Die andere, näher liegende Möglichkeit, wäre die, die Adern als Diabasgänge zu deuten und Analyse I durch sekundäre Umwandlungen solcher zu erklären. Wenn man die von Reinisch²⁾ festgestellte Richtung der chemischen Umwandlung bei Dynamometamorphose von Diabasgängen auf den vorliegenden Fall anwendet, ergibt sich, daß zwar bei Al_2O_3 und CaO , bei Abrechnung der Quarzeinschlüsse auch bei SiO_2 die Änderung in gleicher Richtung, aber in viel höherem Grade erfolgt wäre, daß aber bei FeO , MgO und Na_2O statt einer Zunahme eine starke Abnahme des Gehaltes eingetreten wäre. Da bei der Deutung als Ganggestein die Einschlüsse von Trümmern des durchbrochenen Gesteins auf jeden Fall abgerechnet werden müßten, ergibt sich ein so niedriger Kieselsäuregehalt, daß damit die sehr geringe Menge von CaO und MgO in keiner Weise in Einklang zu bringen ist. Nimmt man beide Möglichkeiten zusammen, so bleibt unerklärt, warum die sekundäre Umwandlung nur bei dem Gang im Gneis das Bild magmatischer Zusammensetzung so weitgehend zerstört hätte, bei jenem im Amphibolit aber nicht. Grubenmann gibt (l. c. S. 170 und 172) zwei von Hezner ausgeführte Analysen von petrographisch mit dem Gneis der Fließerscharte nahe übereinstimmenden Gneisen vom Silvrettarand (Piz Cotschen) und vom Ötztalerrand (Rasassergrat). Die Abweichungen von Analyse I sind hier

¹⁾ Tschermaks Min. Mitteil. 1910, S. 43 ff.

²⁾ R. Reinisch, Druckprodukte aus Lausitzer Biotitgranit und seinen Diabasgängen. Habilitationsschrift, Leipzig 1902.

gering und bewegen sich in derselben Richtung, wie sie Reinisch für dynamometamorphe Umwandlungen an granitischen Gesteinen angibt.

Die beiden Analysen lassen sich also mit der Deutung als Mylonit gut in Einklang bringen.

Sie fordert aber dann eine Erklärung der Mikrostruktur, da das richtungslose körnige Hornblende-Zoisitgemenge der Adern im Amphibolit kaum der primären Struktur eines Zerreibungsprodukts entspricht. Es könnte in diesem Falle eine Umkristallisation angenommen werden. Auch die Adern im Gneis scheinen ihren optischen Verhältnissen nach nicht einfach aus feingemahlenem Quarz, Feldspat und Glimmer zu bestehen. In einzelnen feinen Adern im Amphibolit beobachtet man eine subparallele Ordnung der Hornblendenädelchen, also ein Mylonit mit „geregeltem Gefüge“ im Sinne von Sander¹⁾. Eine bedeutend weitergehende Gefügeregelung besteht dann in dem obbeschriebenen Schlicke mit einheitlicher Auslöschung der Gangmasse. Sander beschreibt aus den Tauern²⁾ Mylonite mit geregeltem Gefüge und regenerierender Kristallisation: „Blastomylonite“, unter welchen Begriff die hier behandelten Adern auch fallen würden, wobei im letztgenannten extremen Fall nicht nur eine regenerative Kristallisation, sondern auch eine völlige Umwechslung des Mineralbestandes stattgefunden hätte.

Bei der Deutung als Mylonit ergibt sich aus den Analysen weiters auch, daß dieser nur zerriebenes Gneis-, beziehungsweise Amphibolitmaterial enthält; der Kalkgehalt ist in beiden Proben nicht größer als einem Gneis, beziehungsweise Amphibolit entspricht, CO_2 in I sehr gering und auch in II noch so nieder, daß keine merkliche Beimengung, in I überhaupt keine, von Bündnerschiefermaterial (oder Trias) stattgefunden haben kann. Es wurden auch weder makroskopisch noch in den Schliffr Fragmenten kalkiger Gesteine oder von Tonschiefern, Diabasen etc. in diesen Adern gefunden³⁾.

So sehr man also auch erwarten möchte, daß bei Mylonitbildung an einer Überschiebung von Gneisen über Kalkschiefer, Kalke, Kalksandsteine etc. die letzteren stärker herangezogen würden als der widerstandsfähigere Gneis (und Amphibolit!), bestätigt die Analyse das schon in der örtlichen Verbreitung sich ausdrückende Verhältnis, daß nur der Unterrand der überschobenen Gneismasse in dieser Art mylonitisiert wurde.

Ein ähnliches Verhältnis scheint bei den lappländischen Überschiebungen zu herrschen, wo am Luopahta (siehe Holmquist, Exkursionsführer d. XI. Geol.-Kongr. 1910) die überschobenen Tonkalksteine des Silur nur ganz nahe am Rande stärker hergenommen, zum größten Teil aber ohne dynamische Umwandlungen sind (Erhaltung von Versteinerungen usw.), während das überschobene Syenit- und

¹⁾ Tschermaks Min. Mitteil. XXX. Bd. 1911, S. 281 u. ff.

²⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1912 (siehe „Blastomylonite“ im Index).

³⁾ Spitz und Dyrenfurth berichten von der südlichen Gneisgrenze in der Clemgiaschlucht von einem vermutlich als Reibungsbrecchie von Granitgneis und Bündnerkalkschiefer zu deutendem Gestein — dem einzigen bekanntgewordenen Fall einer derartigen Mischung an der Hauptgneisgrenze.

Granitgebirge auf mehrere hundert Meter Mächtigkeit kataklastisch und mylonitisiert ist (Kakirite). Doch hat hier immerhin noch in der Grenzzone eine Vermengung von Silur und Kakirit teilweise stattgefunden. Die Mächtigkeit der Kakiritbildung mag hier dadurch verursacht sein, daß noch weitere, höherliegende Schubflächen das übergeschobene Gebirge durchschneiden.

Nach Holmquists Beschreibung gleichen mikroskopisch den Kakiriten die oben vom Kaunerberg beschriebenen Granitgneismylonite, nicht aber die pseudoeruptiven Mylonite, womit auch das Vorhandensein von (makroskopischen) Übergängen zur normalen Gesteinsart bei den beiden erstgenannten übereinstimmt¹⁾.

Diabasgänge und Erze im Gneisrand.

Die Randzone der Ötztalergneise wird von zahlreichen Gängen von Diabas durchsetzt. Einzelne derselben sind am Aifenspitz—Kaunerberg zu beobachten und längs dem Gneisrand am Fendlerkamm, in rasch zunehmender Zahl weiterhin im Stalanzertal. Den Höhepunkt der Anhäufung erreichen sie in den beiden Tösnertälern und dem Radurschler Hochjoch — in den dicht überwaldeten und mit reichlichem Glazialschutt ausgestatteten Einschnitt des Radurscheltals sind bisher keine bekannt geworden; sie kommen aber wieder zahlreich zum Vorschein, wo die Gneisgrenze in der Gruppe des Gaisbleiskopfes ober Holz verläuft, bis zur Gamoralm ober Nauders. Es sind in der Regel Lagergänge, doch fand ich im Stalanzertal auch ein paar schöne Quergänge¹⁾. Folgen so also die einzelnen Gänge auch dem Ostweststreichen der Gneise, so sind sie in ihrer Gesamtheit als Zone doch schräg zum Gneisstreichen, entlang dem Dislokationsrande der Gneise angeordnet und zeigen dadurch den ursächlichen Zusammenhang zwischen dem Aufdringen der Eruptivgesteine und jener Bewegungsfläche an.

Im Gegensatz zu den Diabaslagern in den Bündnerschiefern, welche größtenteils in Grünschiefer umgewandelt sind und eine deutliche Diabasstruktur nur mehr in einzelnen Fällen, gleichsam als

¹⁾ Während des Druckes dieser Abhandlung zeigte mir Herr Professor Dr. F. Becke einen Schriff aus dem von Paulcke im Fimbertal gesammelten Material dieser fraglichen Gesteinsadern, welcher zweifellos ein basisches Eruptivgestein (Diabas?) mit unversehrt erhaltener primärer Erstarrungsstruktur zeigt. Gegen den angrenzenden Gneis besitzt es eine schmale, äußerst feinkörnige und nicht weiter auflösbare Randzone, welche durch Übergang mit dem größerkörnigen Eruptivgestein verbunden und gegen den Gneis scharf abgesetzt ist. Makroskopisch ist das Material des Schriffes von den sicheren Mylonitadern nicht zu unterscheiden.

Es sind also doch auch echte Ganggesteine mit diesen Mylonitadern verquickt, wenn auch nach dem bisherigen Schriffmaterial selten. Die gute Erhaltung der Erstarrungsstruktur (Feldspatskelettel) wird sich schwer mit der Annahme einer passiven Verschleppung vereinigen lassen, wenn man auch die Randzone vielleicht als Mylonitrind auffassen könnte. Am Ötztaler Gneisrand treten ja zahlreiche Diabasgänge auf (welche aber mit Myloniten nicht zu verwechseln sind), während ich am Paznauner Gneisrand bisher keine derartigen Gänge gefunden habe.

¹⁾ Weitere Angaben über diese Gänge enthält der Artikel „Über einige Erzvorkommen im Umkreis der Bündnerschiefer des Oberinntals“ in der Zeitschrift des Ferdinandeums, Innsbruck 1915 (im Druck).

Reliktstruktur zeigen, haben jene Gänge in den Ötztalergneisen ihre ursprüngliche magmatische Struktur mit seltenen Ausnahmen (zwei Gänge im Stalanzertal) unverändert bewahrt.

Dieselbe Randzone der Ötztalergneise wird außerdem von zahlreichen Erzgängen und Imprägnationen durchzogen¹⁾. Sie sind zum Teil an denselben Flächen wie die Diabase emporgestiegen: der Bleiglänzgang, welcher im Tösnerbergbau (Platzertal) abgebaut wird, folgt dem liegenden Salband des Diabases, andere halten sich in nächster Nähe solcher, z. B. die Kiesimprägnation im Schloßbachgraben, Petersbachgraben u. a.; zum Teil folgen sie unmittelbar dem Gneisrand und seinen Zerrüttungszonen, wie dies bei der Erzimprägnation und den Quarzkiesgängen der Gegend von Martinsbach der Fall ist. Hier greift die Vererzung, wie aus dem oben schon erwähnten Stollen im Bündnerschiefer zunächst Martinsbach zu ersehen ist, auch unter die Gneisgrenze hinab auf die angrenzenden Teile der Bündnerschiefer. Weitere Beispiele sind die Erzvorkommen in der Schuppenzone von Riatsch—Tiefhof bei Nauders, wo einer der alten Stollen direkt in dem Mylonit angesetzt ist, welcher die Fortsetzung der obersten Triasschuppe (über dem Grünsee) bildet. Am Nordrand beobachtete ich sowohl unter dem Arrezkopf als auch zwischen Obladis und Asters eine schwache Imprägnation des dichten Mylonits mit Pyrit.

Tektonisch läßt sich aus all dem folgern, daß Diabase und Erzgänge jünger sind als die Randdislokation der Gneise und daß der Ötztalergneisrand wie er jetzt vorliegt, nicht nur der zufällige Erosionsrand eines „Fensters“ ist, sondern von Anfang an oder bei späterer Beanspruchung tektonisch vorgebildet wurde. Es ist nicht verständlich, warum sich die Gänge nach einem späteren zufälligen Erosionsrand angeordnet haben sollten. Unerklärt bleibt dabei, daß nicht auch auf der „anderen Seite“ der Randdislokation in den randlichen Bündnerschiefern Diabasgänge eingedrungen sind; für die Erzlösungen gilt die Beschränkung auf die Gneisregion nicht in dem Maße, zufolge der Erzvorkommen im Bündnerschieferrand bei Martinsbach und einzelnen kleinen Erzaufbrüchen im Pfundsers Tscheytal und im Labanertal.

Wenn man annimmt, daß die Diabasgänge längs der Schubfläche emporgedrungen und dann in den randlichen Teilen parallel den Schieferungsflächen der Gneise aufgestiegen sind, so ist es wahrscheinlicher, daß die Schubfläche entweder von Anfang an oder infolge Aufrichtung bei einer späteren („vordiabasischen“) Neubelebung steil gestellt ist, da sich die Gänge sonst auf lange Strecken hin quer zu den steilstehenden Gneisen an der Unterfläche hinbewegt haben müßten und anderseits für ein Durchbrechen der unter der Schubfläche liegenden Bündnerschiefer keinerlei Anzeichen vorhanden sind — es wurden weder Fragmente solcher in den Diabasen noch Gänge dieser Art in den Bündnerschiefern aufgefunden.

Die Diabas- und Granitporphyrgänge, welche im Rojental die Ötzngeise durchbrechen, sind älter als der letzte Vorschub der Gneise gegen W über das Mesozoikum der Lischannagruppe, da die Gänge

¹⁾ Näheres siehe Ferdinandeumzeitschrift 1915.

in den Gneisdeckschollen der letzteren nicht in den mesozoischen Sockel sich fortsetzen — möglicherweise sind sie zwischen zwei Vorrückungsphasen der Überschiebung einzureihen¹⁾. Dieser Unterschied in der Altersbeziehung der Gänge gegenüber den beiderseitigen Überschiebungen steht in Übereinstimmung damit, daß die Westschübe (und Faltungen) allgemeinen in diesem Alpentheil jünger sind als die nord-südliche Hauptbewegung, wie im „Querschnitt“ auseinandergesetzt wurde. Es können dabei die Gänge des Nordwestrandes und jene der Rojener Gegend gleich alt sein, ihr Emporsteigen ist eingeschaltet zwischen die beiden Hauptschubbewegungen. Auch wenn man den Westschub (auf Grund der Deutung der in der Verhandlung 1912 beschriebenen Kalkschollen im Gang am Zwölferspitzenordgrat) in zwei Phasen zerlegen will, können die Rojenergänge gleich alt sein wie jene am Inntalrand: man kann den ersten Vorschub gegen Westen zeitlich gleichsetzen der Steilaufrichtung der Schubfläche Gneis-Bündnerschiefer — nach dieser Phase Aufbrechen der Diabase im Inntalgneisrand und gleichzeitig Durchbrechung der überschobenen Teile der Lischannagruppe samt ihrem kristallinen Deckgebirge durch die Rojenergänge, schließlich weiterer Vorschub gegen Westen (eventuell begleitet am Inntalgneisrand von vereinzelt Einwirkungen auf die dortigen Gänge).

Bemerkungen zu den Kartenbeilagen (Taf. XXV u. XXVI).

Auf den Kartenbeilagen sind zwei Ausschnitte aus den Aufnahmeblättern 1:25.000 wiedergegeben, welche Bereiche von besonderer Mannigfaltigkeit des Schichtenbaues und erhöhtem tektonischem Interesse umfassen und auf der das ganze Gebiet darstellenden Spezialkarte 1:75.000 nur schematisiert wiedergegeben werden können.

Schichtgrenzen, welche durch Gesteinsübergänge verwischt sind oder mangels der nötigen Aufschlüsse im Gelände nicht genau festgestellt werden konnten, sind mit gestrichelten Linien eingetragen; deutlichere Grenzen durch ausgezogene Linien.

In der Umgebung von Prutz und Fiß sind beträchtliche Flächen vollständig von Humus und Vegetation überdeckt und wurden deshalb dort, wo sie im Bereiche lebhaften Schichtwechsels und tektonischer Komplikation liegen, weiß gelassen; wo auf Grund ruhigerer geologischer Verhältnisse ein verlässlicher Schluß auf den Untergrund oder auf vorhandene Schuttablagerungen gezogen werden konnte, ist die diesbezügliche Eintragung angebracht. Mehrfach sind Hänge dicht von grobem Blockwerk glazialen Ursprungs überstreut, z. B. am Kaunerberg, ohne daß eine eigentliche Moränenbedeckung festgestellt werden konnte; da diese Flächen auch mehrfach über komplizierter gebaute Hänge sich ausbreiten, wurden sie gesondert („glaziale Blockbestreuung“) eingetragen. Einer ähnlichen Überlegung entstammt die gesonderte Eintragung von „Gneisblockwerk“ an den Hängen bei Obladis und Gufer: bei diesen die Hänge dicht überdeckenden großblockigen Massen, welche unmittelbar an der Gneis-Bündnerschiefergrenze liegen, ist es nicht sicher zu entscheiden, ob oder zu welchen Teilen sie von höheren Hängen abgerollte Gneishalden, glaziale Blockbestreuung, respektive Moräne oder endlich zerfallenes anstehendes Gneisgebirge sind. In Rücksicht auf die kritische Lage der betreffenden Stellen wurde es vorgezogen, sie eigens anzuscheiden. Innerhalb der höheren Gneisgebirge, wo über ihre Natur kaum Zweifel entstehen werden, wurde natürlich auf eine derartige Darstellung verzichtet.

Bei dem Gneisgebirge wurde nur eine elementare geologische Einteilung in Para- und Orthogneise sowie die amphibolitischen Einlagerungen vorgenommen.

¹⁾ Siehe Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1912, S. 145—147.

Die Orthogneise der Aifenspitzen sind vorwiegend muskovitführende Granitgneise, größtenteils mit der Struktur von Augengneisen. Im Massiv des Hexenkopfes sind die Schiefergneise von zahlreichen Adern und Gängen von Aplit, Pegmatit (auch mit Turmalin) und reinen Quarzgängen, von Zentimeter- bis zu Meterdicke durchzogen. Die Paragneise sind glimmerreiche, meist zweiglimmerige Schiefergneise; in der Pontlatzschlucht Phyllitgneise. In der Gegend von Pontlatz und Asters werden sie von Phyllitonen durchzogen, welche nur sehr undeutlich von den Phyllitgneisen sich abheben, manchenorts aber auch schon den Verrucanophylliten sich nähern. Am linken Innufer bei Pontlatz enthalten sie auch Lagen reich an Granat und Biotit. Es ist sehr wahrscheinlich, daß sie zum Teil dynamisch umgewandelte Phyllitgneise (Phyllonite im Sinne von Sander) sind.

Als „mylonitische Gneise“ wurden nur die stark mylonitisierten Gneise, welche ihre Schieferung ganz oder größtenteils verloren haben und zu einem massigen, bräunlichen, quarzreichen, körnigen, mylonitischen Gestein umgewandelt sind ausgedehnt. Die häufige schwächere Diaphorisierung der Gneise am Überschiebungsrand wurde nicht eigens bezeichnet. Unter „dichter Gangmylonit“ sind die oben Seite 555, beschriebenen „pseudoeruptiven“ Mylonite gemeint.

Mit der Farbe des Verrucano wurden auch die im Gebiete der Fließeralm auftretenden Quarzsandsteine (Buntsandstein) am Malfragkamm eingetragen. Am westlichen Rand der Karte der Fließeralm treten an der Gneisgrenze westlich des oberen Malfragkopfes ein paar Schollen eines dunkelgrüngrauen feinkörnigen Quarzits unsicherer Zugehörigkeit auf, welche mit der Liasfarbe bezeichnet sind, desgleichen ein Block eines sandig gelb anwitternden Kalkes begleitet von etwas Diabasschiefer, welcher letzterer seiner Kleinheit wegen weggelassen wurde. Ein ganz ähnliches quarzitisches Gestein begleitet auch den Rand der kleinen Diabasscholle an der Nordseite des oberen Malfragkopfes, ohne eingetragen zu sein, wie ja auch der Maßstab 1:25.000 noch an verschiedenen Stellen infolge der feinen Zerschollung mancher Zonen noch zu kleinen Auslassungen und Vereinfachungen zwingt.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite	
Einleitung	443	[1]
Literaturverzeichnis	444	[2]
I. Stratigraphischer Teil.		
Verrucano und Buntsandstein	446	[4]
Gesteinsarten, Eisendolomit (449), Erzführung (449), Mineralquellen (450).		
Trias	450	[8]
Gesteinsarten und Fossilspuren, Verkalkung des Dolomits am Beutelskopf (452).		
Gips	455	[13]
Lias	459	[17]
Hellbunte Kalke	461	[19]
Graue, basale Bündnerschiefer und Bündnerkreide	463	[21]
a) Petrographische Beschreibung 463 [21]		
Tüpfelschiefer (466), Quarzbreccien (468), kalkige Breccien (469), Diabase (471).		
b) Faziesverteilung und Schichtfolge 472 [30]		
Quarzbreccien (474), Tüpfelschiefer (474), Breccien (475), Crinoidenkalke im Südflügel (476), oberste graue Bündnerschiefer im Nordflügel (477).		
c) Alter und Vergleich mit Nachbargebieten 478 [36]		
Rozbreccie und Lechtalerkreide (479), Tüpfelschiefer in Graubünden (480), Vergleich mit Fazies von Innergraubünden (483), = mit der Lechtalerkreide (484).		

	Seite
Bunte Bündnerschiefer	484 [42]
a) Petrographische Beschreibung und Verbreitung	484 [42]
Kalkgehalt und Metamorphose (485), Kaunertal—Ried (486), quarz- zitische Ausbildung am Sattelkopf (487), Breccien (490), Über- sicht aller klastischen Gesteinsarten (491), Konglomerate (492), Diabase (490 und 493), Detailprofile (494), Kalksinter (495).	
b) Über das Alter der bunten Schiefer	496 [54]
Fossilreste, Abgrenzung gegen den Verrucano (497), Transgressions- konglomerat in Malfrag (499), Fucoidenschiefer (501).	
Über Altersfolge und Fazies der gesamten Schichtreihe	502 [60]

II. Die Lagerungsverhältnisse.

I. Die zentrale Aufwölbung	506 [64]
Verlauf der Achse, Periklinale Abwölbung im Osten (507), Klein- fältelung (509), Klüftung in der Finstermünzer-Gegend (511).	
II. Die nördlichen Randzonen	511 [69]
Innere Zone bunter Schiefer (518), Zone grauer Bündnerschiefer beiderseits Prutz (521), Verrucanozone (522), Triasschollen der- selben (523), äußere Zone der bunten Schiefer und Schollen am Gneisrand (525), graue Bündnerschiefer nördlich Prutz (528), Liaszone (530), Kreidekalke—Diabas am oberen Malfragkamm (531).	
III. Der Ostrand (der Bündnerschiefer), Kaunerberg und Langetz- berg	533 [91]
IV. Der Südrand (der Bündnerschiefer)	540 [93]
Schichtzonen beiderseits Nauders, Serpentin vom Schwarzsee (543), Piz Lad (546), Radurscheltal (549).	
V. Der Gneisrand	549 [107]
Einfallen der Bündnerschiefer unter die Gneise, Stellung der Grenz- fläche; Querverwerfungen (551), Streichen der Gneise, randliche Anpassung (553).	
Gesteinsumwandlungen am Gneisrand	554 [112]
Dichte Gangmylonite	555 [113]
Mikroskopische Beschreibung derselben (556), Analysen (559).	
Diabasgänge und Erze im Gneisrand	562 [120]
Altersbeziehungen der Gänge zu den Überschiebungen (563).	
Bemerkungen zu den Kartenbeilagen	564 [122]

Tafel XXIII.

W. Hammer:

Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal.

Erklärung zu Tafel XXIII.

Dünnschliffbilder.

Fig. 1. Breccie mit radiolarienhältigen Kalkfragmenten als Ausgangsmaterial von Tüpfelschiefer. Südseite der Stammerspitze in Val sinistra.

Fig. 2. Tüpfelschiefer vom Südabhang der Stammerspitze in Val sinistra.

Fig. 3. Quarzreiche Breccie in den grauen Bündnerschiefern, Lochschrofen bei Martinsbruck (an der österreichisch-schweizerischen Grenze).

Fig. 4. Breccie aus den bunten Bündnerschiefern von P. 2845 des Frudigerkammes (Stubental).

Fig. 5. Crinoidenhältige kalkige Breccie aus der Bündnerkreide südlich des Sadererjochs bei Nauders.

16 fache Vergrößerung.

Tafel XXIV.

W. Hammer:

Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal.

Erklärung zu Tafel XXIV.

Dünnschliffbilder.

Fig. 1. Amphibolit mit mylonitischen Flasern und Adern. Pfundser Ochsenberg (Stubental) unter P. 2921 des Hauptkammes.

Fig. 2. Gangmylonit im Biotitgneis. Erratischer Block bei Zuort in Val sinestra.

Fig. 3. Gangmylonit mit Gneisrand. (Ader mit einheitlicher Auslöschung, brecciöse Einschlüsse.) Scharte zwischen Vesulspitz und Bürkelkopf. (Paznaun.)

Fig. 4. Gangmylonit im Gneis der Fließerscharte. (Material der Analyse).

16fache Vergrößerung.

Übersichtstabelle über die Schichtfolge in den grauen Bündnerschiefern.

Nordschenkel.		Südschenkel.	
Tschupbach—Stubental—Samnaun.		Nauders—Finstermünz—Pfunds.	Radurschel—Tösnertal—Stalanzertal.
Kalkglimmerschiefer (Tschupbach—Praiskopf—Spieß).		Quarzitische Schiefer und Tonschiefer im Kern der Antiklinale (Koblersalm—Perflkopf). Kalkglimmerschiefer. Grünschiefer von Raut.	Kalkglimmerschiefer.
Muttler—Mondingruppe. Kalkglimmerschiefer, Kalke und Tonschiefer an der neuen Samnaunerstraße. <i>Kalkige Breccie</i> im Fernertobel. Tüpfelschiefer am Ostgrat d. Schalkkopf u. am Mot Mondin.		Kalke a. d. Straße unterhalb Finstermünz mit Tonschieferzone.	
Grünschiefer des Mondin.		Grünschiefer von Weinberg. <i>Kalkige Breccie</i> ober Finstermünz (Fluchtwaud N). Grünschiefer b. d. Galerien d. Finstermünzerstraße. Kalke beim Sperrforts Nauders. Grünschiefer d. Bazallerkopf u. oberhalb d. Sperrforts.	Tonschieferreiche Zone Finstermünz—Kälbermais—Aussergreit.
Quarzbreccie und kalkig-sandige Schiefer von Hahntenn—Kreuzjoch—Spieß—Val Sampuoir. — <i>Kalkige Breccie</i> des oberen Val Sampuoir (Munt da sterls etc.).	Zone der Quarzite, quarzitische Kalke, kalkig-sandigen Schiefer und Tonschiefer: Muttler Süd- und Ostgrat, Amblannas, Piz Malmurainza—Tea nova—Pragron—Norberthöhe und eingelagert darin <i>kalkige Breccien</i> : Parainaira—Muttler Ostgrat, Amblannas, Saletzjoch, Cuolmen d'alp.	Kalkschiefer der Schleinseralm u. südlich Piz Malmurainza (Tüpfelschiefer?). Kalkschiefer d. Fluchtwaud u. d. Bazallerkopf, mit der <i>crinoidenhältigen Breccie</i> v. Seleskopf. Tüpfelschiefer v. Parditsch u. Fluchtwaud, Tonschieferreiche Zone d. Labauneralm.	Grünschiefer innerhalb Greit. Kalke und Kalkschiefer vom Frudigerjoch. Kalkglimmerschiefer.
Tüpfelschieferzone: Gallmötz, Morrlealm Stubental—Spieß—Curschigliakamm—Muttler—Stammerbasis. <i>Kalkige Breccie</i> am Gamsblaiskopf (Stubental).	Tüpfelschiefer von der Westseite d. Piz Arina. <i>Quarzbreccie</i> d. Piz Ariua—Plaiazan—Schleins begleitet von Tüpfelschiefer.	Quarzbreccie vom Lochschrofen.	Quarzitische Zone des Frudigerjoches und von Übersachsen. Kalkschiefer mit grünen Tonschieferschmitzen (Ulrichskopf) <i>crinoidenhältige Breccie</i> d. Zonnenkopf. Tüpfelschiefer von Saderergraben; Quarzite, Kalke und Tonschiefer (Saderertal). Kalke, Tonschieferzone, <i>kalkige Breccie</i> vom Breit-haslachgraben, Tüpfelschiefer des Malzkopf, d. Tösnertal- und Stafelleralm.
Kalke, Kalkschiefer und grüne Tonschiefer (In der Keil-Blauwand) tonschieferreiche Grenzzone (Stubental, Lavens etc.).	Kalkschiefer. <i>Quarzbreccie</i> von Saraplana. <i>Crinoidenkalk</i> von Raschwella.	Riatschhof—Gamor—Sadererjoch und Diabaslager (Kohlstatt—Suutawa).	<i>Krinoidenkalk</i> und <i>Breccien</i> Gschneier—Platz. Fendleralm.

W. Hammer: Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal.

Tafel XXII.

Blauwand.

Frudigerkopf.

P. 2854.

P. 2921 *
des Hauptkammes.



- Gneis und Amphibolit.
- Verrucano.
- Weiß: Trias.
- Bunte Bündnerschiefer.
- Graue Bündnerschiefer.
(Bündnerkreide.)

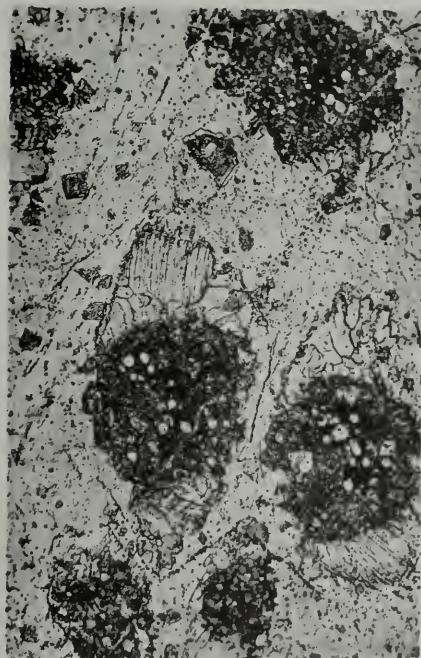
Ansicht des Frudigerkammes und der Ochsenbergalm im Stubental von Osten.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Band LXIV, 1914.

Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.

W. Hammer: Bündnerschiefer ec.

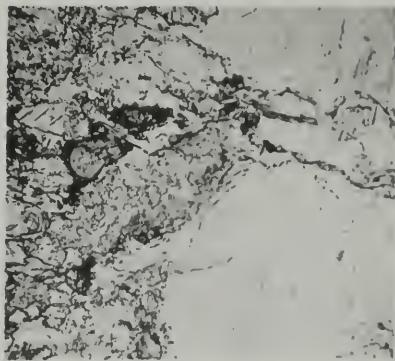
Tafel XXIII.



1



2

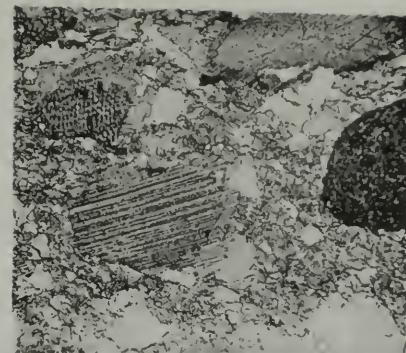


3

Autor. phot.



4



5

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LXIV, 1914.

Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, Ill., Rasumofskygasse 23.



1



2



3

Autor. phot.



4

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien

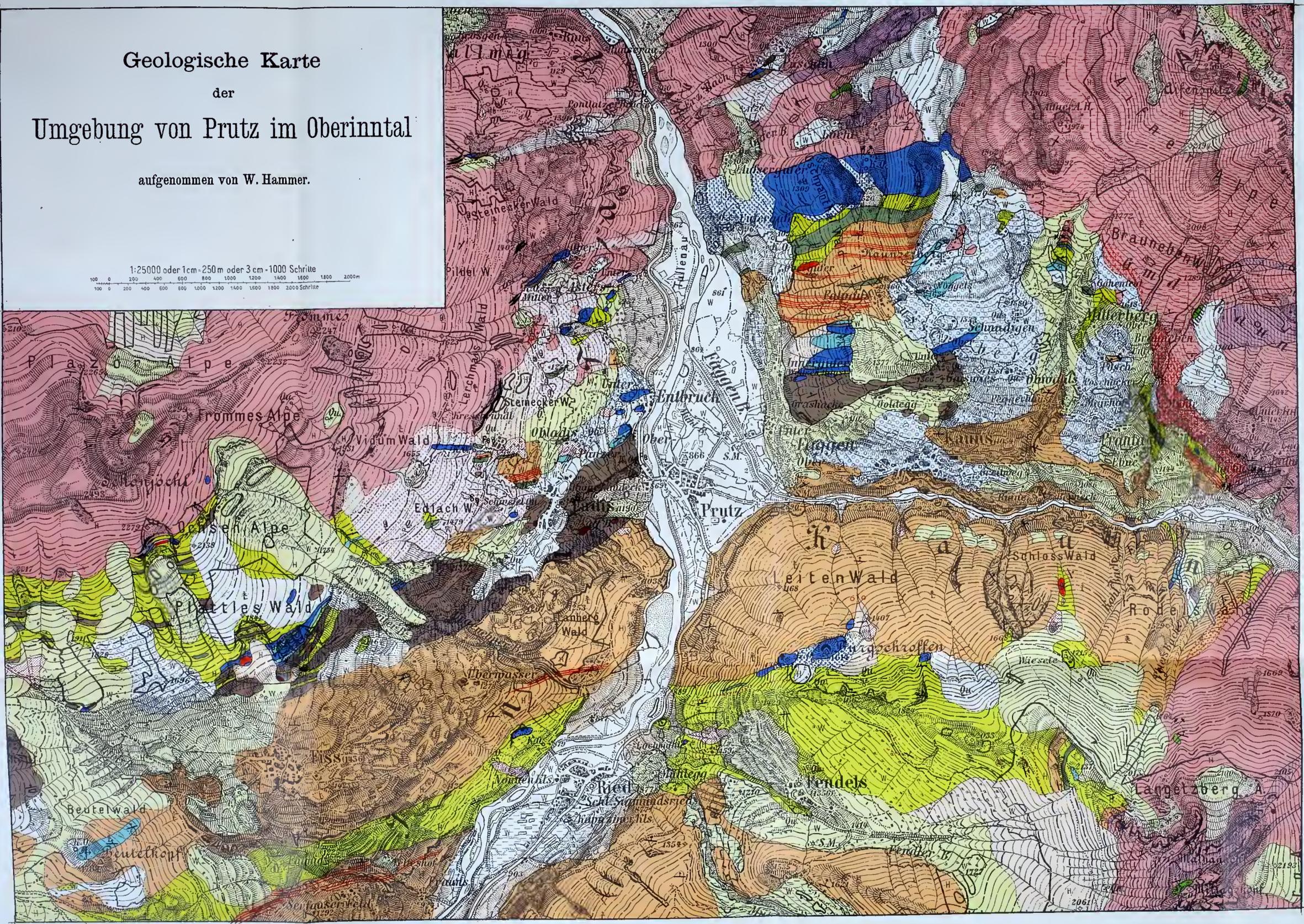
Geologische Karte der Umgebung von Prutz im Oberinntal

aufgenommen von W. Hammer.

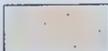
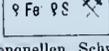
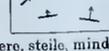
1:25000 oder 1cm=250m oder 3cm=1000 Schritte

-  Paragneise.
-  Quarzit und quarzitischer Gneis.
-  Granitgneis.
-  Amphibolit.
-  Mylonitischer Gneis, dichte Mylonite.
-  Phyllit.
-  Quarzserizitschiefer, Quarzfels und Arkosen des Verrucano.
-  Phyllite des Verrucano.
-  Eisendolomit.
-  Dolomit und dolomitischer Kalk der Trias.
-  Kalke der Trias.
-  Tonschiefer und Sandstein der Trias.
-  Rauhwacke.
-  Gips.

-  Graue kalkige Bündnerschiefer.
-  Tonschieferreiche Zonen derselben.
-  Tüfelschiefer.
-  Breccien der grünen Bündnerschiefer.
-  Crinoidenkalk und Breccien (Bündnerkreide).
-  Bunte Bündnerschiefer.
-  Breccienzonen der bunten Bündnerschiefer.
-  Konglomerat in den bunten Bündnerschiefern.
-  Diabasschiefer.
-  Diabasgänge in den Gneisen.
-  Moränen.
-  Moränen mit Schotterlagen wechselnd.
-  Glaciale Blockbestreuung.
-  Konglomerierte Schotter gegenüber Ried.

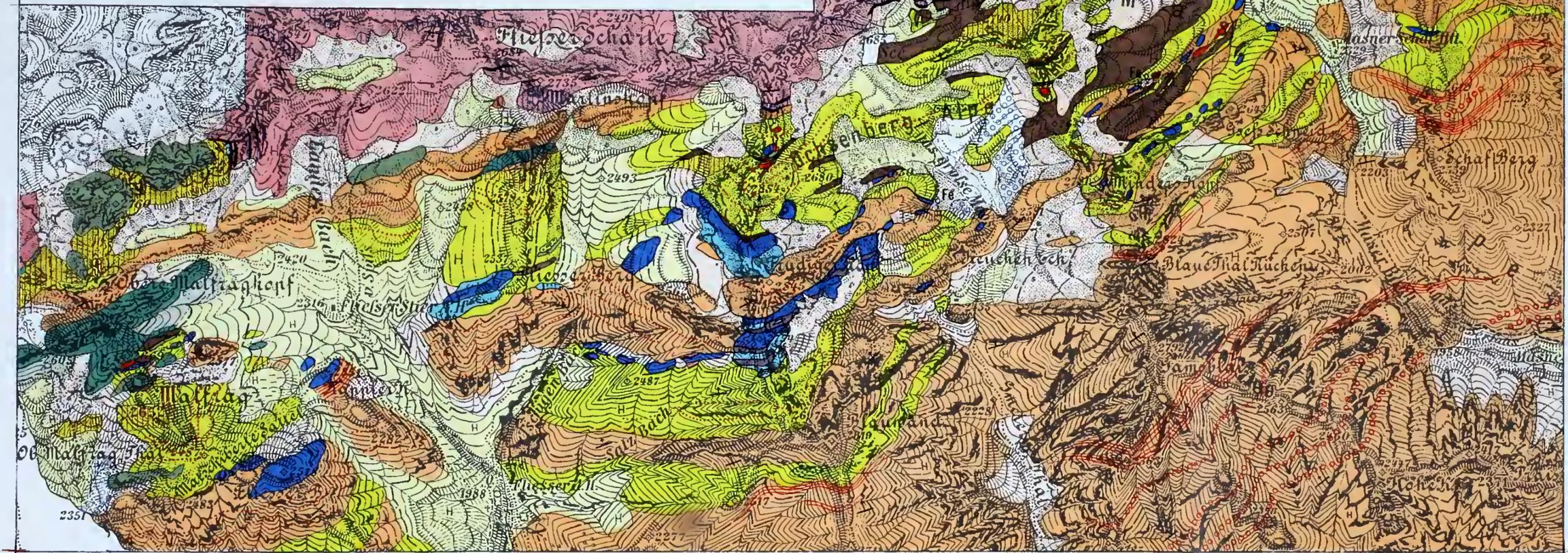


Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, LXIV. Band, 1914.
Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23.

-  Schuttkegel und Gehängeschutt.
-  Kalksinter.
-  Postglaciale Schotterrassen am inn.
-  Gneisblockwerk.
-  Blocksturzblöden ans Triasdolomit.
-  Verrutschungen.
-  Aufschlußlose Vegetationsbänge und Alluvien der Talböden, Seen.
-  Eisenquellen, Schwefelquellen, Bergbaue und Schurfe.
-  Seigere, steile, minder steile und fische Schichtlage.

Geologische Karte der Fließeralm und des oberen Stubentales aufgenommen von W. Hammer.

- Paragneise.
- Granitgneis.
- Pegmatitische Aderung.
- Amphibolit.
- Dichte Mylonite.
- Quarzserizitschiefer, Quarzfels und Arkosen des Verrucano.
- Phyllite des Verrucano.
- Eisendolomit.
- Dolomit und dolomitischer Kalk der Trias.
- Kalke der Trias.
- Tonschiefer und Sandstein der Trias.
- Rauhwanke.



- Gips.
- Kalke des Lias.
- Schwarzer Liasschiefer.
- Graue kalkige Bündnerschiefer.
- Tonschieferreiche Zonen derselben.
- Tüpfelschiefer.
- Breccien der grauen Bündnerschiefer.
- Crioidenkalk und Breccien (Bündnerkreide).
- Bunte Bündnerschiefer.
- Breccienzonen der bunten Bündnerschiefer.
- Konglomerat in den bunten Bündnerschiefern.
- Grüngrane sandige Schiefer (Fucoidenschiefer des Samnann).



- Diabasschiefer.
- Moränen.
- Glaciale Blockbostrreuung.
- Schuttkegel und Gehängeschutt.
- Kalksinter.
- Blocksturzhalden aus Liaskalk.
- Aufschlußlose Vegetationshänge und Alluvien der Talböden, Seen, Firnfeld am Hexenkopf.
- Eisenquellen, alter Bergbau.
- Seigere, steile, minder steile und flache Schichtlage.