

Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe II.

Von Otto Reithofer.

(Mit 6 Textfiguren, 1 Profiltafel und 1 Karte).

Die hier folgende Abhandlung stellt die unmittelbare Fortsetzung zu den Beiträgen zur Geologie der Ferwallgruppe I¹⁾ dar, die im Jahrbuch 1931 erschienen sind. In der genannten Arbeit gelangte der kristalline Anteil des Blattes Stuben zur Besprechung, der zwischen der Ostgrenze der Karte und einer von Stuben über Albona Alpe—P. 2406—Albonkopf—Hintergrund des Maroitales—Gstansjoch—Pfluntal—Trostberg—Silbertaler Winterjöchl—Wannenköpfe—Valschavielkopf verlaufenden Linie liegt. In der folgenden Untersuchung wird der W anschließende Teil der Ferwallgruppe besprochen, der im S durch den Bergzug Valschavielkopf—Fanesklakopf—Schwarze Wand—Madererspitz—Tollespitz—Lutterseeberg—Dürrekopf—Roßberg—Pizzeguter Grat—Scheimerscheer oder Geisterspitz und den Zamangbach und gegen W bzw. SW durch die Ill begrenzt wird. Die Nordbegrenzung wird durch die Grenze zwischen den nördlichen Kalkalpen und dem Kristallin dargestellt.

Die Kartierung dieses Teiles der Ferwallgruppe erfolgte in den Jahren 1930—1934 im Maßstabe 1:25.000. Die Aufnahmsarbeiten wurden durch das besonders im westlichen Teil der Ferwallgruppe häufig herrschende schlechte Wetter ganz außerordentlich verzögert.

Herrn Hofrat Dr. W. Hammer erlaube ich mir, für manchen Rat meinen herzlichen Dank auszudrücken.

Die orographischen Verhältnisse des Pflun- und Maroitales und der Südseite des Kloostertales zwischen Stuben und Dalaas wurden schon in der Arbeit „Glazialgeologische Untersuchungen in der Umgebung südlich des Arlbergpasses“ (15, S. 173) kurz umrissen. Das lange Silbertal, das das bedeutendste Längstal der Ferwallgruppe ist, beginnt am Silbertaler Winterjöchl, das ganz nahe an das Schönferwalltal herangerückt ist, und mündet bei Schruns ins Montafontal. Nur in seinem oberen Teil ist es ein typisches Längstal. Es gabelt sich bei der Unteren Gaflunaalpe. Der nördliche Ast, das Gaflunatal, zieht zum Gafluner Winterjöchl. An dieses reicht von O das bei der Vorderen Branntweinhütte ins Ferwalltal mündende Pfluntal heran. Die durch das Silbertal ziehende Litz umfließt zwischen der Gieselnalpe und Schruns in einem fast halbkreisförmigen Bogen die Hochjoch—Kapelljochgruppe, die G. A. Koch (12, S. 29) Zamangstock benannt hat. Dieser Gebirgsstock wird auf der Südostseite durch den bei St. Gallenkirch in die Ill mündenden Tramosa- oder Zamangbach und den unterhalb der Gieseln-

¹⁾ Die Zahlen beziehen sich auf die Nummern des Literaturverzeichnisses.

alpe in die Litz fließenden Gieselbach begrenzt. Von dem O anschließenden Höhenzug ist der Zamangstock durch das ziemlich tief eingeschnittene Grasjoch getrennt und erlangt dadurch einige Selbständigkeit. Als bedeutendstes Nebental des Silbertales ist noch das Wasserstubental zu erwähnen, das vom Starken Eck nach NNO zur Unteren Wasserstubenalpe zieht, dort allmählich gegen O umbiegt und von der Oberen Wasserstubenalpe an die Richtung gegen SSO einschlägt. Die beiden schönen großen Seen am Westfuß des Hochjochs werden durch den Teufelsbach entwässert, der nahe der Bannwaldbrücke S von Unterbuchen in die Litz stürzt. Von den zahlreichen Tobeln des Gebietes sind vor allem der Frattner Tobel N von Gortniel (NW St. Gallenkirch), der Vermaltobel SO von Innerberg und der Fritzentobel zu erwähnen, dessen Schutt nach längeren Regenperioden immer wieder die Montafoner Straße bei Gantschier vermurrt.

Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer.

Die Grenze zwischen den nördlichen Kalkalpen und dem Kristallin ist zwischen Stuben und Außerwald, wie schon früher erwähnt (14, S. 308) wurde, nirgends aufgeschlossen. Die Gesteine der Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer (hier kurz Phyllitgneise genannt) treten hier an mehreren Stellen auf größeren Strecken von S her bis ans Ufer der Alfenz heran. Nur O von Danöfen finden sich einige Schollen von Phyllitgneisen mit Feldspatknotten und von Amphibolit N der Alfenz zwischen P. 1037 und P. 1046. Beim kleinsten Amphibolitvorkommen handelt es sich vielleicht nur um einen großen Block. Im Anschluß an der Straße ist der Amphibolit stark gestört. Auf starke Störungen läßt auch das große Schwanken von Streichen und Fallen in den benachbarten Aufschlüssen schließen. Das Streichen ist meist WNW—OSO bis NW—SO mit mittelsteilem Einfallen gegen SW oder NO. Nur eine Scholle streicht NO—SW und fällt nach SO ein. O. Ampferer weist darauf hin (2, S. 34), daß diese Schollen in keinem regelrechten Verbands zu dem gleich W benachbarten Verrukano stehen können.

Die Beziehung des Verrukanovorkommens O P. 1007 bei Innerwald zum Kristallin ist durch Schutt verhüllt. In den Originalaufnahmssektionen wird dieses Vorkommen fälschlich als „Gneis“-Steinbruch bezeichnet. S von Außerwald finden sich am linken Ufer der Alfenz zwei größere Vorkommen von teils steil N, teils steil S fallendem Verrukano (rote Sandsteinlagen mit Geröllen und weiße Quarzite). Am Ostrande des östlichen Vorkommens sind in einem etwa 2 m hohen Aufschlusse um 50° S fallende Phyllitgneise derart mit Verrukano verschuppt, daß an ihrer Grenze eine aus beiden Gesteinen bestehende Mischzone entstanden ist. Etwas W davon, SSO P. 964 (alle Ortsangaben beziehen sich auf die Originalaufnahmssektionen) folgen S des mehr oder weniger saiger stehenden Verrukanos von N nach S zunächst graue bis dunkelgraue, graubraun verwitternde Porphyroidschiefer mit feinen Pyritkriställchen, graue mit ähnlichen Farben anwitternde Sandsteine mit einzelnen Einschlüssen von Phyllitgneisstücken und zuletzt Konglomeratlagen, deren

Gerölle und Bindemittel aus aufgearbeitetem Kristallin bestehen. An dieser Stelle ist die Grenze gegen die Phyllitgneise nicht aufgeschlossen.

W dieser beiden Verrukanovorkommen reichen die Phyllitgneise wieder bis Edle Au an die Alfenz heran. S ober P. 853 O von Dalaas steht flach nach S einfallender Verrukano an (Prof. 6). Die untersten Lagen des darüberliegenden Phyllitgneises sind stark diaphoritisch. W davon werden die beiden Gesteine durch eine große Moräne (15, S. 187) und durch Gehängeschutt verhüllt.

S von Dalaas an läßt sich die Grenze zwischen den nördlichen Kalkalpen und dem Kristallin mit nicht allzu großen Unterbrechungen bis ins Montafon verfolgen. Sie zieht zunächst gegen WSW (Tafel XI und 2, S. 38, Fig. 8) und biegt N des Sattels von Kristberg ganz plötzlich gegen SSW ab. NNW ober der Ortschaft Silbertal schwenkt der Grenzverlauf wieder ziemlich plötzlich auf eine Strecke von etwa 500 m in die OW-Richtung, um dann neuerdings wieder auf einer Strecke von rund 750 m in die NO-SW-Richtung abzubiegen. Den angeführten Zeichnungen sind die zwei großen Ausbuchtungen der Grenze gegen NW deutlich zu entnehmen. Die weitere Fortsetzung verläuft dann ziemlich genau in der OW-Richtung über Innerberg, Filters, N von P. 1381 vorbei zu P. 1434 (N Bartholomäberg) und zieht dann geradlinig über Außerfritzentobel ins Montafon S von Außerböden hinab. Der Teil der nördlichen Kalkalpen auf der Südseite des Klostersales und W des Kristbergsattels gehört orographisch der Davennagruppe an. Die vorhin erwähnte Grenze senkt sich von 1486 m am Sattel von Kristberg auf 1040 m O von Innerberg, wo sie auf eine Entfernung von rund 600 m an die Litz herangerückt ist, um sich gegen W zu wieder beträchtlich zu entfernen und neuerdings bis auf 1434 m am Fritzensee anzusteigen.

Bemerkenswert ist hier das Auftreten von grauen bis dunkelgrauen Sandsteinen und schwarzen Tonschiefeln längs der ganzen Grenze von Verrukano und Kristallin zwischen Dalaas und dem Montafontal. NO und NNO unter dem Kristbergsattel stehen an der Grenze gegen das Kristallin Konglomerate mit kleinen bis über faustgroßen Geröllen und Sandsteine an. Gerölle und Bindemittel bestehen aus aufgearbeitetem Kristallin. In dem östlichsten Seitengraben N ober P. 987 OSO Falba stehen in zirka 1300 m fast papierdünne blätterige Lagen eines schwarzen, ganz flach nach NO einfallenden Schiefers an (gegen 6 m aufgeschlossen), dem einige dünne Lagen eines grauen, braun anwitternden Sandsteines eingeschaltet sind. Darunter folgen über 20 m mächtige Sandsteine aus aufgearbeitetem Kristallin mit einzelnen Geröllagen mit 4—5 cm großen und einzelnen bedeutend größeren, meist gut gerollten Stücken von Muskowitaugengneis und mehr weniger quarzitischem Phyllitgneis. Darunter folgen stark gestörte Phyllitgneise.

In dem Graben O P. 1225 S Falba findet sich auf der östlichen Seite über dem stark mitgenommenen Phyllitgneis eine mächtige Konglomeratlage mit den gleichen Geröllen, die bis zu 40 cm Durchmesser erreichen (kopfgroße Stücke herrschen vor). Die obersten Konglomeratlagen, die mit grauen Sandsteinlagen wechsellagern, sind feiner. Darüber finden sich noch gröbere Sandsteine mit einzelnen bis einige Zentimeter

großen kristallinen Geröllen. Im Hangenden folgen sehr mächtige dunkelgraue bis schwarze Schiefer und graue Sandsteine, die z. T. sehr reich an feinen Muskowitschüppchen sind. Bei beiden Vorkommen treten auch einzelne kleinere Quarzgerölle auf, während sichere Schiefergneisstücke und Gerölle aus anderen Gesteinen nicht vorkommen. Das meist ziemlich grobe Bindemittel besteht aus aufgearbeitetem Kristallin. Seine Korngröße schwankt etwa zwischen 1 mm und 1 cm. Die Muskowitaugengneisgerölle unterscheiden sich nicht von den hier in der Umgebung vorkommenden Muskowitaugengneisen.

Auch am Weg O von Innerberg bestehen die untersten Lagen der Grauwacke aus aufgearbeitetem Kristallin. Bei Filters stehen ähnliche nur feinkörnigere Konglomerate an, und beim Fritzenssee finden sich graue Mergel. Diese grauen bis schwarzen Mergel und Sandsteine wurden W der Ill von den Schweizer Geologen zum Karbon gerechnet. Ida Peltzmann (13, S. 160/161) gelang N von Bartholomäberg in Lyditzügen der Fund von Graptolithen, durch die das Vorhandensein von Obersilur nachgewiesen wird. Die begleitenden Sandsteine und Tonschiefer stellen in Analogie mit den Karnischen Alpen wahrscheinlich Karbon vor.

Die früher erwähnten Mergel, Sandsteine und Konglomerate der Grauwackenzone unterscheiden sich sehr deutlich von den Sandstein- und Konglomeratlagen des Verrukanos. Die Grenze zwischen dem Kristallin, den Grauwackengesteinen und dem Verrukano ist hier überall stark gestört. Vielfach sind diese Gesteine an der Grenze miteinander verfaltet und verschuppt. Dafür sprechen auch die großen Mächtigkeitschwankungen der Grauwackenzone. O von Dalaas wurden die Grauwackengesteine völlig ausgewalzt, wohl aber finden sie sich wieder, wie früher ausgeführt wurde, zwischen den Phyllitgneisen und dem Verrukano S von Außerwald. Es ist dies das östlichste Vorkommen von Grauwacke im Klostertal.

In etwa 2060 m O unter dem Arlensattel am Steißbach (NNO ober St. Christof) steht einen Meter von der Grenze gegen den Verrukano entfernt in dem stark diaphoritischen Phyllit eine etwa 10 cm mächtige Einlagerung eines steil N fallenden feinkörnigen dichten schwarzen Schiefers mit kleinen Pyriten an (14, S. 307/308). Ganz die gleichen Gesteine wurden später in der Grauwacke zwischen Dalaas und dem Montafon gefunden, und so kann es wohl kaum einen Zweifel geben, daß es sich hier um das östlichste Vorkommen von Grauwacke in der früher geschilderten Ausbildung handelt. Auch hier ist der Verrukano mit dem Phyllit an der Grenze ganz verschuppt.

Die Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer, deren Gestein die unteren Gehänge auf der Südseite des Klostertales aufbaut (14, S. 313), läßt sich vom Arlberg über Stuben, Langen, Klösterle, Wald und Dalaas auf den Kristbergsattel verfolgen, von wo sie, den ganzen Bartholomäberg zwischen Silbertal und Zwischenbach aufbauend, ins Gampadelztal und Gauertal nach S und SW weiterzieht. Auch OSO von Silbertal reichen diese Gesteine bis S von Unterbuchen gegen O, wo sie auch ein wenig auf das linke Ufer der Litz übergreifen, wie dies auch O und NO von Schruns der Fall ist.

Nicht immer stoßen aber die Phyllitgneise an die Gesteine der nördlichen Kalkalpen. SW ober Dalaas, NO ober Bartholomäberg und SO und S von Lutt grenzen Muskowitaugengneise und Muskowitgranitgneise gegen N an die Gesteine der Grauwackenzone (ober P. 1039 SO Lutt grenzt diaphoritischer Granitgneis an dunkelgraue feine Mergel). Wahrscheinlich wurden die hier im Liegenden N der Granitgneise anstehenden Phyllitgneise beim Vorschub nach N abgeschert.

Von besonderem Interesse sind tektonische Einschaltungen von Gesteinen der Grauwackenzone und von Verrukano mitten in der Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer N ober Silbertal. Sie treten hier in drei Gräben zutage. Im Graben N der Kirche von Silbertal sind die obersten Lagen des Phyllitgneises in etwa 1080 m stark gestört. Hier finden sich in den Phyllitgneisen einzelne bis ein paar Dezimeter lange und einige Zentimeter dicke ganz ausgewalzte Verrukanolinsen. Die Grenze

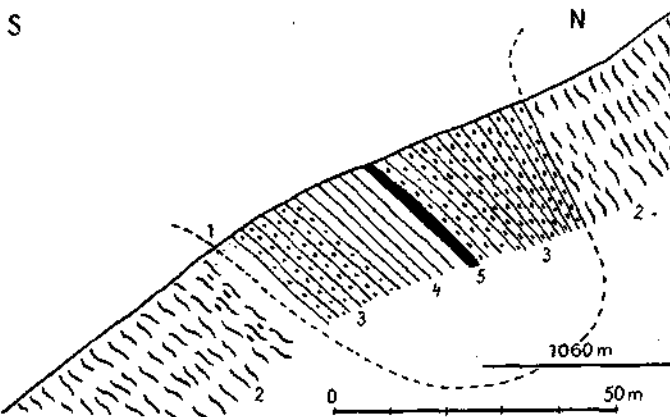


Fig. 1. Profil durch einen Teil des Grabens N der Kirche von Silbertal.

1 = Schutt; 2 = Phyllitgneis; 3 bis 5 = Grauwackengesteine.

gegen die darüber anstehenden grauen und gelbbraunen Konglomerate (Fig. 1,3) mit Zwischenlagen von Sandsteinen und Spuren von phyllitischem Material ist nicht aufgeschlossen. Die gut gerollten, aus den verschiedenen kristallinen Gesteinen bestehenden Stücke haben Größen von wenigen Millimetern bis ein paar Dezimeter. In den Konglomeratlagen sind auch Spuren von Verrukano anzutreffen, der nur auf tektonischem Wege dorthin gelangt sein kann. Dann folgen gröbere graue und gelblichgraue Sandsteine mit einzelnen Geröllen (4), gegen 1 m mächtiger typischer feiner Karbonsandstein (5) und wieder Konglomerate, die ziemlich konkordant von Phyllitgneis überlagert werden, der höher oben zwischen 1160 und 1260 m stark gefaltet ist.

Im nächsten W davon gelegenen Graben stehen zwischen 1100 und 1120 m um 10° N fallende, miteinander wechsellagernde Sandsteine und Konglomerate der Grauwackenzone an, denen in etwa 1105 m Höhe wieder gegen 1 m mächtiger, typischer, schwärzlicher Karbonschiefer zwischengeschaltet ist. Der darunterliegende Phyllitgneis ist hier stark gefaltet und gestört und fällt z. T. steil, z. T. ganz flach nach N ein. Die Grauwackengesteine der beiden Gräben gehören sicher der gleichen tektonischen Einschaltung an.

Im Graben W P. 1217 steht zwischen 1220—1240 *m* Verrukano an, dessen Liegendes nicht aufgeschlossen ist, aber wohl nur Phyllitgneis sein kann. Über den Verrukanosandsteinen und -konglomeraten (mit kristallinen Geröllen) folgen Grauwackenkonglomerate bis 1260 *m*, und darüber steht noch einmal die gleiche Schichtserie Verrukano und Grauwacke an, wobei bei letzterer weiter oben hauptsächlich Sandsteine vorherrschen. Wahrscheinlich fallen die hier schlecht aufgeschlossenen Schichten flach nach N ein. Im Schutt liegen hier auch Stücke aus den typischen Karbonschiefern umher. Schon die bedeutend höhere Lage läßt darauf schließen, daß es sich in diesem Graben um eine weitere selbständige tektonische Einschaltung von Gesteinen der Kalkalpen und der Grauwackenzone mitten im Kristallin handelt, die außerdem noch tektonisch verdoppelt wurde.

OSO vom Kristbergsattel, NW P. 1446 findet sich ein größeres Vorkommen von Verrukano, der hier, wie nur die nördlichsten Lagen erkennen lassen, um 45° N fällt. Seine tektonische Stellung (Profil 8) ist wegen der schlechten Aufschlüsse nicht sicher zu klären, doch dürfte es sich auch hier wie bei den übrigen Vorkommen um eine tektonische Einschaltung in die Phyllitgneise handeln.

Diese tektonischen Einschaltungen entsprechen denen auf Blatt Landeck. An der Thialspitze SSW ober Landeck sind, wie die Aufnahmen von W. Hammer (5) ergeben haben, zwischen die Phyllitgneise im Liegenden und die Schiefergneise im Hangenden nicht allzu steil S fallende Verrukanozonen zwischengeschaltet. Tektonische Einschaltungen von Verrukano in die Phyllitzone von Landeck trifft man NO von Strengen, bei und unter Tobadill S von Pians, am Perfuchsberg SW von Landeck und bei der Unteren Vennetalm SW der Station Imst. O ober der Pontlatzer Brücke im Oberinntal N von Prutz ist Verrukano und untere Trias den Quarzphylliten zwischengeschaltet, die im N an die Phyllitgneise grenzen und gegen S an die Schiefergneise der Ötztal-Silvrettadecke stoßen (8).

Das Verrukanovorkommen OSO vom Kristbergsattel, bei dem das vollständige Fehlen aller Schichtglieder der Grauwacke auffällt, ist auch aus einem anderen Grunde bemerkenswert. In seinem südlichen Teile steht ein Konglomerat an, dessen Gerölle meist einem Muskowitaugengneis mit deutlich rötlichen Feldspatäugen angehören. Ein ähnliches Gestein konnte bisher in der ganzen Ferwallgruppe nirgends anstehend gefunden werden. Die meist gut kantengerundeten Stücke haben Größen von einigen Zentimetern bis $\frac{1}{2}$ *m*. Etwa 300 *m* W von P. 1431 (= Kristberg) liegen oberhalb des Weges zwei mehrere Kubikmeter große Blöcke von Muskowitaugengneisen mit denselben rötlichen Feldspatäugen. Es wäre nicht ausgeschlossen, daß diese Blöcke von dem früher erwähnten Vorkommen stammen und durch den Gletscher hierher gebracht wurden.

Ähnliche Gesteine treten aber nach den Angaben von W. Hammer (6, S. 20 und 4, S. 696/697) im Bereich der Blätter Nauders und Glurns und Ortler auf. Am Rand des Granitgneises gegen den Verrukano ONO von St. Valentin auf der Heide sind die Feldspatäugen hellrot gefärbt und ebenso am Südrand des Hennesiegelspitzes (hier kein Verrukano) auf der Nordseite des Langtauferertales ONO vom Reschenpaß und auch

im mittleren Schlinigtal NW von Glurns. Eine besondere Eigenart dieser Gesteine ist, daß sie fast immer von Verrukano überlagert werden. Vielleicht hängt die Rotfärbung der Feldspat-Augen damit zusammen.

Etwa 250 m W P. 1446 tritt in zirka 1420 m in zwei ganz kleinen Aufschlüssen grobes Verrukanokonglomerat zutage. Es läßt sich nicht entscheiden, ob es sich um Anstehendes handelt oder um herumliegende Blöcke.

Verschiedentlich treten in den Phyllitgneisen und Glimmerschiefern Zonen mit Feldspatknottenbildungen auf, deren genaue Kartierung, besonders in der Längserstreckung (im Streichen), wegen der schlechten Aufschlüsse meist nicht durchführbar ist. Größere solche Vorkommen finden sich im unteren Teil des Vermalentobels bei Danöfen und an einigen Stellen am Bartholomäberg, vor allem in der Umgebung des Klosters Gauenstein. S ober P. 1339 (Burtschen, S Klösterle) verwittern die an Feldspatknotten freien Lagen viel stärker, wodurch der Berghang hier ganz getreppt erscheint.

An zahlreichen Stellen treten in den Phyllitgneisen Zonen mit Granaten auf, z. B. im Schrottwald OSO von Langen und am Albonabach um 1300 m. Im Graben O P. 1206 (SW Klösterle) sind die Phyllitgneise z. T. stark quarzitisch. Im Graben W Schattenberg werden die Phyllitgneise über 1320 m durch das stärkere Zurücktreten der mehr phyllitischen Lagen und das häufigere Auftreten quarzitischer, meist dünn gebankter Lagen untypischer. Biotit kommt in den unteren und oberen Partien vor. Die quarzitischen Lagen streichen auch nach W in den nächsten Graben hinüber und wittern dort auf den Klüften rostbraun an. Auch am Wege außerhalb der Hölle NO von Schruns treten im biotithaltigen Phyllitgneis reichlich quarzitische Lagen auf. Im zweiten Graben O P. 987 (NW Silbortal) finden sich in den Phyllitgneisen Lagen, die ziemlich reich an Biotit sind.

Bei den Muskowitgranitgneisen handelt es sich in der Ferwallgruppe fast immer um Muskowitaugengneise, die sich meist nur durch das Fehlen von Biotit von den zweiglimmerigen Augen- und Flasergneisen unterscheiden. Lagen ohne Feldspatknotten kommen nur ganz untergeordnet, öfters auch an den randlichen Teilen der Granitgneismassen vor. Auch in stark geschieferten und mitgenommenen Zonen fehlen die Feldspat-Augen. Im folgenden wird die Bezeichnung Muskowitgranitgneis nur mehr für die ganz feinkörnigen sauren Granitgneise verwendet. Als Einlagerungen treten in den Phyllitgneisen (Tafel XI) Muskowitaugengneise im Moos- und Schrottwald (S und SO von Langen) O, S und SW ober Dalaas, N und NW ober Silbortal, S und W von Innerberg, OSO von Filters (hier flach N fallend), bei Filters und in großer Ausdehnung W davon (schon von G. A. Koch erwähnt [10, S. 202], aber in der Karte nicht ausgeschieden), O und N von Bartholomäberg, N Inner- und bei Außerfritzentobel und unter dem Kloster Gauenstein auf. Das kleine Vorkommen an der Arlbergstraße WSW P. 1352 gehört noch dem großen Muskowitaugengneiszug S von Stuben an. In etwa 1690 m am Grat N P. 2048 (S Schneckenwald, SO Klösterle) findet sich eine ganz dünne Zwischenlage von Muskowitgranitgneis in den Phyllitgneisen. N ober P. 897 (OSO Silbortal) steht stark gestörter und zerrütteter

Muskowitaugengneis an. Auch die beiden kleineren Vorkommen O (dieses wird von Amphibolit unterlagert) und ONO davon gehören noch diesem Gesteinszuge an. Bei dem kleinen Vorkommen N ober P. 897 läßt sich nicht sicher entscheiden, ob es noch in der Phyllitgneiszone liegt oder schon der Silvrettadecke angehört.

Als weitere Einlagerungen sind geringmächtige Amphibolite SSO und SO ober Dalaas und S ober Klösterle zu erwähnen. Der Amphibolit unter Dickewald ist ziemlich stark von Verwerfungen durchsetzt. An einer etwas größeren ist der östliche Teil etwas abgesunken. Am Bartholomäberg ober Schruns stehen nirgends Amphibolite an. G. A. Koch wurde wahrscheinlich durch die dort herumliegenden, aus der Silvretta stammenden erratischen Amphibolitblöcke (einige davon mit schönen Pseudotachyliten) zu der irrigen Annahme verleitet.

S unter der Kirche von Innerberg steht in etwa 1050 m ein dunkelgraues, sehr hartes diabasisches Ganggestein an. Das stark zerklüftete Gestein wittert auf den Klüften rostbraun an.

Im zweiten Graben O des Albonabaches sind die Phyllitgneise mit Ausnahme der untersten steil einfallenden Lagen ziemlich flach gegen S gerichtet. Zwischen dem Albonabach und dem Nenzigastal (Profil 2) und auch W davon ist das Einfallen durchwegs steiler gegen S gerichtet. Im Vermalentobel fallen die Phyllitgneise nur zwischen etwa 1100 und 1300 m flacher nach S ein. W davon ist das Einfallen der Gesteine bis zum Kristbergsattel fast durchwegs ziemlich flach (Profil 6 und 8). Die kleine Falte im Phyllitgneis in Profil 6 läßt sich bis NO von P. 1083 nach O verfolgen. Während in den Phyllitgneisen O des Kristbergsattels das Einfallen größtenteils mehr oder weniger steil gegen S erfolgt, tritt in der Phyllitgneiszone S dieses Sattels und W von Unterbuchen fast ebenso häufig mehr oder weniger steiles Nordfallen auf (Profil 8 und 11). Im großen Graben N P. 987 (SO Falba) fallen die Phyllitgneise 20—30° N, beginnen aber über 1100 m steil gegen S einzufallen. Im Graben S unter P. 1322 (W Innerberg) erfolgt das Einfallen z. T. sehr flach gegen N.

Die Begehung des Vermalentobels S von Danöfen zeigt in klarer Weise, daß wir in den Phyllitgneisen einen ausgezeichneten Bewegungshorizont vor uns haben (14, S. 312). In 1370 (in einer Falte), 1390 und 1420 m finden sich dünnere Mylonitlagen (Fig. 2), in 1430 und 1440 m je eine mehrere Meter dicke. In zirka 1450 m folgt eine gegen 15 m mächtige Mylonitzone und nach Zwischenschaltung weniger Meter Phyllitgneise eine weitere ebensolche. Die Mylonite sind hier ein ganz schwarzes, leicht zerbröckelndes Gestein mit hellen weißen linsenförmigen oder ziemlich gerundeten Quarzknuern. In 1460 m streichen die Phyllitgneise etwa NS und fallen um 55° O. Die hier stark gestörten Schichten sind ziemlich unvermittelt aus dem OW-Streichen in ein NS gerichtetes umgeschwenkt. In etwa 1480 m mündet auf der rechten Seite ein kleiner Nebenbach ein, in dessen unterem Teil die Schichten OW streichen, während sie im Hauptbach NS streichen (auch die Streckachsen). Hier kann man das Umbiegen deutlich verfolgen. Etwas oberhalb stoßen in dem stark gestörten Gebiete wieder OW streichende Schichten an eine NS verlaufende Mylonitzone, die sich durch den westlichen Graben bis

auf 1620 m verfolgen läßt. Den darüberfolgenden Phyllitgneisen (OW streichend) sind zwei mächtigere Mylonitlagen parallel zum Streichen zwischengeschaltet. Darüber folgt geringmächtiger diaphoritischer Muskowitaugengneis, der um 50° S fällt, im östlichsten Nebengraben aber viel mächtiger ist und dort wie die darüberfolgenden Gesteine ganz steil S fällt. Auf den zuoberst ganz mylonitischen Phyllitgneis ist eine mächtige Muskowitaugengneismasse aufgeschoben, die in den unteren

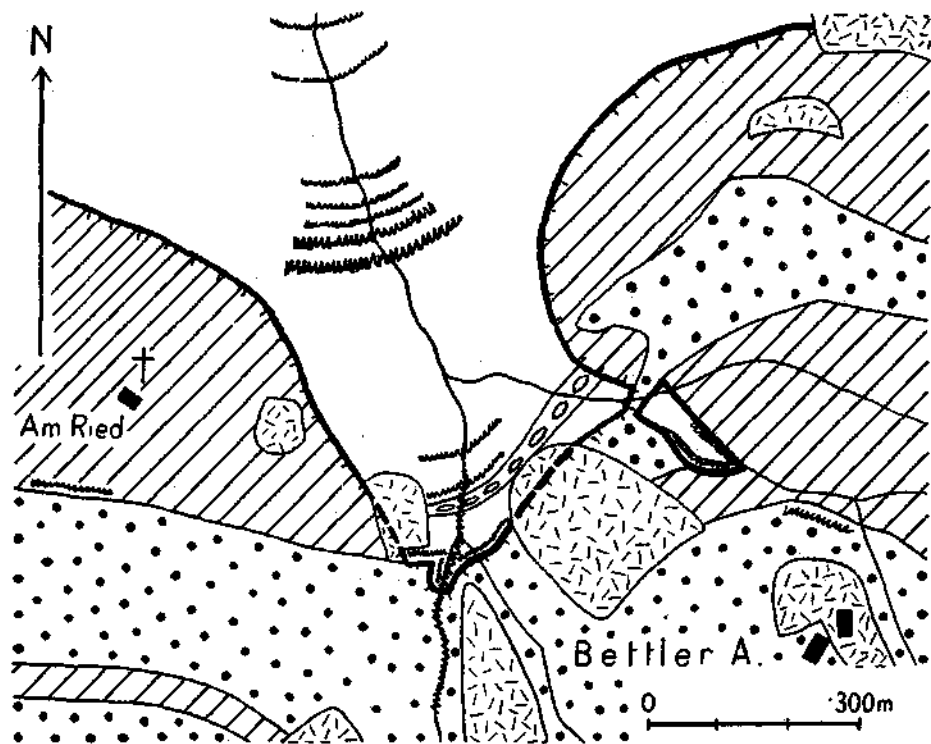


Fig. 2. Geologische Karte der Überschiebung der Silvrettadecke auf die Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer im oberen Teil des Verwallentobels zwischen der Büntenhütte „Am Ried“ und der Bettler Alpe.

Weiß = Phyllitgneise und Glimmerschiefer, nahe dem Schubrand der Silvrettadecke (= dicke Linie) eine Zone Muskowitaugengneise; schräg schraffiert = Schiefergneise; große Punkte = Muskowitaugengneise; gezahnte Linien = Mylonitzonen; gestrichelt = Moränen der Schlußvereisung.

Lagen stark diaphoritisch ist. Erst von 1580 m an aufwärts ist das Gestein wieder weniger stark mitgenommen. An der Überschiebung sind die beiden Gesteine ganz verquetscht und z. T. miteinander verschuppt. Der nördliche Teil der Muskowitaugengneismasse keilt gegen NO z. T. in die Schiefergneise aus. Ein schmaler Streifen hängt aber mit der eigenartig geformten Granitgneismasse N unter der Bettler Alpe (Fig. 2 und 3) zusammen, die auf ihrer N- und Südseite ganz von Schiefergneisen umgeben ist. Das schmale Verbindungsstück kann den Phyllitgneisen im östlichen Nebengraben nur aufgelagert sein, da S davon wieder Phyllitgneise zutage treten, die auf der Westseite des Grabens

von den Granitgneisen und auf der Ostseite von den Schiefergneisen überlagert werden. Wir haben hier ein ganz kleines tektonisches Fenster vor uns. Die Phyllitgneise unter der Überschiebung sind ungemein stark gefaltet und gestört. Das erwähnte schmale Verbindungsstück wurde wohl etwas in die Phyllitgneise hineingefaltet. S davon fällt die Schubfläche auf der linken Bachseite zwischen 1580 und 1600 *m* ziemlich steil nach W ein, darüber liegt sie dann fast flach.

Die früher erwähnten Mylonitzonen konnten wegen der schlechten Aufschlüsse nirgends über den Vermalentobel hinaus verfolgt werden. Mylonitzonen treten wohl auch in den anderen Teilen des Gebietes auf, sind aber im Vergleich zu denen des Vermalentobels ganz bedeutungslos, da sie meist nur wenige Dezimeter, selten 1 *m* Mächtigkeit erreichen.

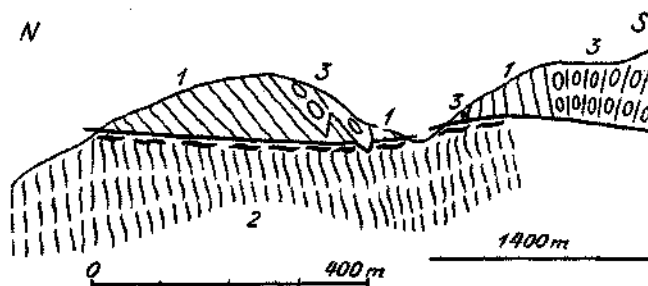


Fig. 3. Profil durch einen Teil des östlichsten Nebengrabens des Vermalentobels O der Büntenhütte „Am Ried“.

1 = zweiglimmeriger Schiefergneis; 2 = Zone von Phyllitgneis und Glimmerschiefer; 3 = Muskowitaugengneis. Unter der Schubfläche sind die Gesteine diaphthoritisch und mylonitisch.

Mylonitisches Material findet sich ziemlich reichlich auf den verschiedenen Bergbauhalden der Phyllitgneiszone. NO ober P. 889 (Silbertal) ist in etwa 1030 *m* eine Halde mit graphithaltigen Mylonitstücken.

Auch stark gestörte und gefaltete Zonen sprechen für intensive Durchbewegung. Solche finden sich z. B. am Albonabach um 1300 *m*, im Graben O P. 1102 (N Dürrer Wald) zwischen 1080 und 1110 *m*, im Graben O P. 1195 (Dalaaser Gemeindewald) zwischen 1350 und 1410 *m*, bei P. 1018 (S Unterbuchen), im Graben SW unter P. 1446 (O Silbertal) um 1120 *m* (hier auch steil N gerichtete muldenförmige Falte), im untersten Teil des zweiten Grabens W P. 889 (Silbertal), unter P. 1095 (O Innerberg), beim Schluchteingang ins Silbertal, WNW unter Kloster Gauenstein und an vielen anderen Stellen. Es war aber auch hier nirgends möglich, diese Zonen im Streichen weiter zu verfolgen.

Die Lage der eingemessenen Streckachsen der Phyllitgneiszone ist der beigegefügteten Tafel XI zu entnehmen. Außerhalb des Klosters Gauenstein, im Graben W P. 1176 (S Unterbuchen) um 1020 *m* und um 1560 *m* SO ober P. 1398 (Dürrer Wald) sind die Streckachsen leicht verbogen. Im Graben N P. 987 (SO Falba) ist der Phyllitgneis stark gestört und die Streckachsen sind auf wenige Meter derart verbogen, daß sie nicht mehr eingemessen werden können.

Die Grenze zwischen der Phyllitgneiszone und der Silvrettadecke.

Im S der Phyllitgneise folgen fast auf der ganzen Strecke zwischen Arlberg und Montafon die mehr oder weniger mächtigen Schiefergneise der Silvretta. N unter P. 2083 (Bludnzer Alpe) gehen die Phyllitgneise wie weiter O (14, S. 314) allmählich gegen S in die Schiefergneise über. Zwischen dem Albonabach und dem Nenzigastal und an den Nordabhängen des Burtschakopfes überlagern sich die beiden Gesteine konkordant. Im tief eingeschnittenen Graben des Vermalentobels läßt sich, wie früher ausgeführt wurde, die Überschiebung der Muskowitaugengneismasse auf die stark mitgenommenen Phyllitgneise gut beobachten. Die Überschiebung läßt sich aber auf beiden Seiten des Tobels nur auf eine verhältnismäßig kurze Strecke verfolgen. Auch aus der Lage der N unter den Granitgneisen liegenden Schiefergneise allein, die zu beiden Seiten des Tobels ziemlich weit nach N reichen, müßte auf eine Überschiebung geschlossen werden. Die Phyllitgneise lassen sich, von der Nordgrenze der Schiefergneise zu beiden Seiten des Tobels an gerechnet, bis über 500 m nach S verfolgen. Die eingezeichnete Grenze zwischen den Phyllitgneisen und den der Silvrettadecke angehörenden Schiefer- und Granitgneisen (Fig. 2) entspräche hier ziemlich genau der Grenze zweier fast söhlig liegender Gesteine. Da aber die Schiefergneise und die Phyllitgneise etwa mittelsteil nach S einfallen, ist die Überschiebung auch auf diese Weise bestätigt. Auch die beobachteten Mylonitzonen weisen auf die Überschiebung hin. Die ziemlich söhlig liegende Schubfläche durchschneidet hier schräg die Schiefergneise, die O der Büntenhütte am Ried um 55° S fallen und durch die Schubfläche getrennt ganz flach S fallende Phyllitgneise überlagern.

Auch nach W ist in dem allerdings größtenteils stark bewaldeten Gebiet von der von S nach N erfolgten Überschiebung der Schiefergneise und Granitgneise der Silvretta auf die Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer nichts zu sehen und die Trennung der Phyllitgneise und Schiefergneise sehr schwierig durchzuführen. Vom Arlberg bis zum Kristbergsattel war der Verlauf der Nordgrenze der Silvrettamasse ziemlich genau OW. Nur im Nenzigastal und im Tal des Albonabaches war die Grenze dem mittelsteilen bis steilen Einfallen entsprechend nach S ausgebuchtet. Am Sattel von Kristberg reichen die Schiefergneise der Silvrettadecke bis auf etwa 150 m an die Grenze zwischen den nördlichen Kalkalpen und dem Kristallin (Phyllitgneiszone) heran. Auf der Südseite W des Sattels reicht Grauwackenmaterial etwas über die Grenze nach O. Aber nur ohne Berücksichtigung der am Nordabhang gelegenen Aufschlüsse könnte man veranlaßt werden, die Grenze etwas weiter O zu ziehen.

Hier am Sattel von Kristberg ändert sich die Richtung des nördlichen Grenzverlaufes der Silvrettadecke völlig. Die Grenze zieht in NW-SO-Richtung ins Silbertal hinab und verläuft knapp ober dem linken Ufer der Litz entlang nach Schruns und von hier zum Ausgang des Gampadelztales.

Das Verrukanovorkommen OSO vom Kristbergsattel in unmittelbarer Nähe der Muskowitaugengneise und Schiefergneise erweckt unser be-

sonderes Interesse. Es läßt nämlich erkennen, daß hier die Mächtigkeit der Schiefergneise der Silvrettadecke nur ganz gering sein kann, da sonst für die Phyllitgneiszone ein noch stärkeres Relief vor der Überschiebung durch die Silvrettadecke vorausgesetzt werden müßte, was wenig wahrscheinlich ist (Profil 8). Ursprünglich wurde der Verrukano sicher durch diese Decke ganz überlagert und erst später durch die Erosion wieder freigelegt. Der weiter S darunter anstehende Schiefergneis hängt mit der großen Schiefergneismasse O davon zusammen und zeigt uns wahrscheinlich deren heutiges Westende. Das Verrukanovorkommen mit den es auf der N-, O- und Südseite umgebenden Schiefergneisen und Granitgneisen stellt ein, wenn auch ziemlich schlecht aufgeschlossenes und erhaltenes tektonisches Halbfenster vor, da der Fensterrahmen auf der Westseite ganz wegerodiert wurde. Die Überschiebung der Silvrettadecke am Sattel von Kristberg ist eine deutliche Reliefüberschiebung (Profil 8). S des kleinen Schiefergneisvorkommens W P. 1446 verläuft die Grenze der hier spitzwinklig gegen NW reichenden Silvrettamasse, da nur etwa 30 m tiefer, durch Moränenschutt getrennt, die obersten Phyllitgneise zutage treten. Gleich O davon muß die hier leider nirgends aufgeschlossene Schubfläche ganz steil gegen O einfallen, da im nächsten O davon gelegenen Graben (SW unter P. 1446) der Schiefergneis um fast 100 m tiefer hinab reicht. Hier wird er von Amphibolit unterlagert, unter dem sich das schon früher erwähnte kleine Muskowitaugengneisvorkommen findet, das wohl noch zur Silvrettadecke gehört. Gleich darunter, nur durch einen schmalen Streifen Moränenschutt von den Phyllitgneisen getrennt, muß die Schubfläche durchgehen, die von hier an gegen O schwach ansteigt, da etwa 150 m O davon, zirka 15 m unter der Fortsetzung des schon genannten schmalen Amphibolitzuges noch ein kleines Vorkommen von Phyllitgneis aufgeschlossen ist. Gegen SO ist die Fortsetzung der Überschiebung bis W von Oberbuchen durch einen großen Bergsturz und O davon durch Gehängeschutt verhüllt. Erst NW von P. 1176, SO von Unterbuchen an ist die Überschiebung bis zur Litz hinab O von P. 1018 ganz gut aufgeschlossen (Profil 7). Die obersten Phyllitgneislagen sind hier ganz mylonitisiert. Die Schubfläche hat sich vom Kristbergsattel bis hier um 460 m gesenkt und sinkt bis Schruns um weitere 320 m.

Am linken Ufer der Litz ist die Überschiebung erst wieder W des Teufelsbaches auf einer Strecke von etwa 250 m aufgeschlossen. Hier sind die Phyllitgneise und Schiefergneise an der Grenze intensiv gefaltet und gestört und auch z. T. miteinander verschuppt. Recht kompliziert sind die geologischen Verhältnisse in der Umgebung W von P. 897 (OSO Sibertal). Im ersten Graben W dieses Punktes steht zwischen 930 und 960 m um 50° S fallender Schiefergneis an (Profil 8). Darüber ist in 1080 m Phyllitgneis aufgeschlossen, der in den unteren Partien sehr stark gefaltet ist. Nach oben erfolgt hier ein scheinbar allmählicher Übergang in die Schiefergneise. Etwas W des zweiten W P. 897 liegenden Grabens steht von N nach S in ungestörtem Verbands geringmächtiger Muskowitaugengneis (Fig. 4), Amphibolit und Schiefergneis an, die alle um 65° S fallen. Man wäre zunächst geneigt, dieses kleine Granitgneisvorkommen mit dem viel größeren auf dem rechten Ufer der Litz zu verbinden. Aber nicht

nur, abgesehen von der völlig anderen Lage ist das Gestein des kleinen Vorkommens viel fester, feinkörniger, auch gar nicht zerrüttet und ohne Spuren von Phyllitgneis im Gegensatz zu dem des größeren Vorkommens. S über dem Schiefergneis folgt um 70° N fallender stark gefalteter Phyllitgneis, der weiter oben von mittelsteil S fallendem Schiefergneis überlagert wird. Bei den beiden Muskowitaugengneisen handelt es sich um zwei ganz verschiedene Vorkommen, da der Granitgneis, Amphibolit und Schiefergneis in den beiden Gräben W P. 897 eine tektonische Einschaltung der Silvrettamasse in die Zone der Phyllitgneise darstellt.

Erst W vom Vermaltobel an ist die Grenze zwischen den Phyllitgneisen und Schiefergneisen wieder teilweise aufgeschlossen, aber meist schwer zu erkennen. WSW von Brif (NO Schruns) scheint der Muskowit-

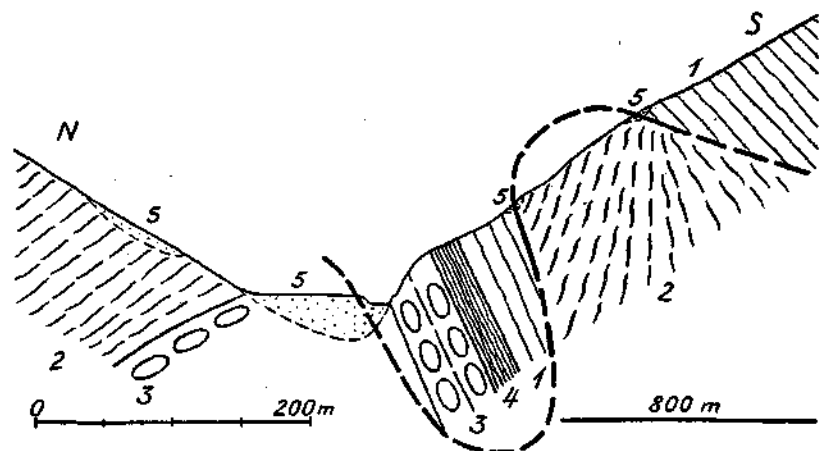


Fig. 4. Profil durch die untersten Abhänge des Silbertals zirka 330 m W P. 897 (OSO Silbertal).

1 = zweiglimmeriger Schiefergneis; 2 = Zone von Phyllitgneis und Glimmerschiefer; 3 = Muskowitaugengneis; 4 = Amphibolit; 5 = Talschotter und Gehängeschutt.

augengneis an der hier nicht aufgeschlossenen Schubfläche gegen W abzuschneiden. Die Mylonitbildungen am rechten Ufer des Gampadelztales S von Bühel zeugen vom Weiterstreichen der Überschiebung gegen S.

M. Richter gibt an (16, S. 498/499, 502), daß die Phyllitzone von Landeck bereits am Arlberg unter dem Altkristallin der Silvretta untergetaucht sei und daß die Phyllitgneise und Glimmerschiefer im Rells- und Gauertal zweifellos die Fortsetzung der wiedererstandenen Landecker Phyllitzone seien. In Wirklichkeit lassen sich aber die Phyllitgneise (wie gezeigt wurde und worauf ich schon im Jahre 1931 [14, S. 313] verwiesen habe), die im weiteren Sinne auch zur Landecker Phyllitzone gehören, ausgezeichnet und in stets ziemlich gleichbleibender Mächtigkeit von St. Anton über den Arlberg durchs Klostertal nach Dalaas und ins Montafon verfolgen. Nirgends tritt hier das Altkristallin der Silvrettamasse unmittelbar an die nördlichen Kalkalpen heran, wie es noch die tektonische Karte der westlichen Ostalpen von M. Richter (16, T. 30) verzeichnet. In der Strukturkarte der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn desselben Autors (17, T. 1) wurde die Phyllitzone nicht gesondert ausgeschieden.

Die Einschaltung von Verrukano und Grauwackengesteinen in die Phyllitgneise kann nur vor der von S nach N erfolgten Überschiebung der Silvrettamasse stattgefunden haben. Auch auf Blatt Landeck kommt, wie W. Hammer ausführt (2, 5), ein allmählicher Übergang von Phyllitgneisen in Schiefergneise vor. Leider ist die Phyllitzone von Landeck keineswegs überall so scharf gegen das Altkristallin der Ötztal- und Silvrettamasse abgegrenzt, wie M. Richter (16, S. 498) angibt. Trotzdem die Grenze zwischen Landecker Phyllitzone und den Silvrettagneisen nicht den Charakter einer einheitlichen großen Schubfläche besitzt, so muß man doch wenigstens mit einem kleinen Vorschube der Silvrettamasse auf die Phyllitzone von Landeck rechnen. Solange die Überschiebung W des Arlberges nicht bekannt war, konnte man mit einem Ausklingen der Überschiebung gegen W rechnen. Ein nur stellenweises Vorgehen der hangenden Silvrettamasse etwa auf jenen Strecken, auf denen sich die Überschiebung sicher nachweisen läßt, über die Phyllitzone ist sehr unwahrscheinlich. Ein solcher Bewegungsvorgang wäre auch außerordentlich kompliziert. Eine einheitliche Bewegung der ganzen Silvrettamasse gegen N ist unbedingt viel wahrscheinlicher. Da aber die ganze Phyllitzone einen Bewegungshorizont darstellt, wäre es vielleicht auch möglich, daß sich die Überschiebung stellenweise nicht deutlich genug ausprägte. Da die Überschiebungsgrenze wenigstens auf Blatt Stuben durch ein größtenteils schlecht aufgeschlossenes Gelände zieht, ist zu berücksichtigen, daß parallel zum Streichen liegende Mylonitzonen wegen ihrer häufigen Bewachsung leicht der Beobachtung entgehen.

Die verschiedenen Vorkommen von Muskowitgranitgneisen und Muskowitaugengneisen innerhalb der Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer auf Blatt Stuben sind primär und können nicht als tektonische Einschaltungen der Silvrettadecke aufgefaßt werden.

Die Silvrettadecke.

Der nördliche Teil der Silvrettamasse besteht aus sehr mächtigen Schiefergneis- und Biotitfleckengneiszügen, denen meist parallel zum Streichen mehr oder weniger mächtige Orthogneiszüge zwischengelagert sind. Von St. Anton a. A. zieht eine Schiefergneiszone nach W, die zwischen Maroijöchl und Albonkopf noch große Mächtigkeit besitzt. W dieses Kopfes verschmälert sich die Zone aber bedeutend, und zwischen Albonabach und Nenzigasttal hat sie bereits nur mehr die Hälfte ihrer Mächtigkeit (Profil 2). Auf der Westseite des Nenzigasttales baut sie den Gipfel des Burtschakopfes (Profil 5) auf. Dann verschmälert sich die Schiefergneiszone weiter und vom Vermalentobel zieht sie nur mehr als ganz schmaler Streifen (Profil 6 und 8) zum Sattel von Kristberg, wo sie in die Luft ausstreicht.

Staurolith findet sich im Schiefergneis W von P. 2529 (SW Maroijöchl), ober der großen Felsstufe des Albonabaches in 1900 m, am Kristbergsattel und W P. 1548 (Dalaaser Gemeindewald) an der Hangendgrenze gegen die Muskowitaugengneise. Hier ist auch eine kleine Zone mit Feldspatagen. In größerer Ausdehnung ist eine solche O von „Am

Ried“ anzutreffen. Weiter W ist der z. T. hier ziemlich wenig typische Schiefergneis stark diaphoritisch. NNO unter P. 1912 (Dürrer Wald) ist der quarzitische Schiefergneis um 1700 *m* ganz gestengtelt.

Als Einlagerungen kommen in diesem Gesteinszug außer einem ganz kleinen Vorkommen von migmatitischem Granitgneis S P. 1875 (Bludenzer Alpe) geringmächtige Quarzite N unter P. 2017 (Bludenzer Alpe), am Kamm unter P. 2183 (Satteinser Alpe) und N unter P. 1912 (W von Am Ried) vor. Etwa 1 *km* W davon steht wenig mächtiger Amphibolit an. NO unter P. 1726 (NO Bettler Alpe) ist sehr harter, fester Amphibolit aufgeschlossen. Beim Quarzitvorkommen auf der linken Seite des Nenzigastales N P. 1361 läßt sich nicht entscheiden, ob es noch den Phyllitgneisen angehört oder bereits den Schiefergneisen.

Das Einfallen der Schiefergneise (Profil 2, 5, 6 und 8) erfolgt größtenteils mehr oder weniger steil S. W unter P. 2292 (WMaroijöchl) sind die Schiefergneise stark gestört, liegen aber ziemlich flach. Auch in der Umgebung des Joches—P. 2457 (NNO Albonkopf) sind die quarzitischen Schiefergneise stark gefaltet, doch sind die Faltenachsen hier durchwegs schwer erkennbar. Der oberste Teil des Gipfels des Burtschakopfes wird von meist steil N-fallendem, intensiv gefaltetem diaphoritischem Schiefergneis aufgebaut. Eine einheitliche Lage der Faltenachsen ist hier nicht erkennbar. Von 1970 *m* an abwärts ist das Gestein weniger stark mitgenommen.

S P. 2406 (Maroijöchl) ist dem Schiefergneis ein schmaler Muskowitaugengneiszug zwischengelagert, dessen Gestein etwas Biotit enthält. Der über 2,7 *km* lange Gesteinszug reicht W des Albonabaches ONO P. 2325 bis auf 2120 *m* hinauf. Der Schiefergneis darüber ist stark gestört und gefaltet. Diese Störungen sind aber weniger auf das Auskeilen des schmalen Granitgneises zurückzuführen als vielmehr auf das ziemlich unvermittelte Auftreten einer mächtigen Muskowitaugengneismasse, die bei P. 2325 in eigenartiger Weise mit den Schiefergneisen verzahnt ist (Taf. XI). An der N- und S-Grenze fallen die ziemlich OW streichenden Granitgneise steil S, während sie an der NO-Grenze größtenteils an einer über 700 *m* langen und ziemlich ebenen Grenze die Schiefergneise diskordant überlagern und z. T. WNW—OSO streichen und um 50° S fallen. Dieser eigenartige Grenzverlauf ist darauf zurückzuführen, daß wir hier das Ende einer nach O sich aus den Schiefergneisen heraushebenden, in die Luft austreichenden Granitgneismasse vor uns haben. Als ihre Fortsetzung gegen W kommen die beiden Granitgneiszüge N der Nenzigastalpe in Betracht, von denen sich der mächtigere südliche bis auf 1900 *m* auf die linke Talseite hinauf verfolgen läßt, wo er in eigenartiger Weise in die Schiefergneise (Taf. XI) auskeilt. Beim Zusammenfluß der beiden kleinen Bäche S P. 1835 ist der Granitgneis und der Schiefergneis stark gestört und diaphoritisch. N davon zieht etwas außerhalb der Alm—P. 1835 ein Muskowitaugengneiszug steil aus dem Tal herauf. Die mitunter darin vorkommenden Biotite sind z. T. chloritisiert. Das Vorkommen N unter dem Burtschakopf ist wohl eine Fortsetzung dieses Gesteinszuges. Im Gebiet der Satteinser Alpe treten wenig mächtige Muskowitaugengneise bei P. 2183 und W darunter, O P. 1823 auf.

Da sich das früher beschriebene große Muskowitaugengneisvorkommen auf der rechten Seite des Nenzigastales gegen W rasch wieder ver-

schmälert, treten in der Umgebung der Nenzigastalpe an seine Stelle wieder Schiefergneise, die N unter Platten- und Glattingrat zum Wasserstuben- und Silbertal hinüberziehen.

S unter dem Burtschakopf zieht ein mächtigerer, ein dünner und ein sehr mächtiger Muskowitaugengneiszug (Taf. XI und Profil 5) durch. Der mächtige südliche teilt sich am Grat gegen O durch Zwischenschaltung von Schiefergneislagen in zwei Teile, von denen besonders der südliche weit gegen O hinabzieht. Nach W streicht der Muskowitaugengneis zur Oberen Wasserstubenalpe hinab und baut noch W davon den ganzen Abhang unter P. 2056 auf. Ob die Granitgneismasse bei „Im Mutt“ ihre Fortsetzung nach W darstellt, ist wegen der Verhüllung durch den Schutt des Wasserstubentales nicht zu entscheiden. N ober der Oberen Wasserstubenalpe ist der Granitgneis mit dem Schiefergneis verzahnt und ONO davon ist die Grenze zwischen den beiden Gesteinen in eigentümlicher Weise eingebuchtet. In diesem Granitgneis finden sich dünne Einschaltungen von Schiefergneisen S P. 2164 und O und OSO ober der Unteren Wasserstubenalpe. NNO P. 2164 ist ein kleines, mehr gangförmiges Vorkommen eines grünlichgrauen, stark zerklüfteten, ganz mylonitischen Gesteins. S davon am Gipfel—P. 2417 ist der Muskowitaugengneis von der Grenze des Schiefergneises an gegen N in einer Mächtigkeit von 20 m ganz normal entwickelt. N davon wird das Gestein ganz feinkörnig und sehr stark zerklüftet. Sehr viele Klüfte stehen mehr oder weniger senkrecht auf die Streckachse. Durch das Hinzutreten von ziemlich feinem Biotit wird das Gestein mehr den Biotitgranitgneisen ähnlich, unterscheidet sich aber auch von diesen. Diese über 80 m mächtige Zone reicht am Grat bis auf etwa 2340 m hinab. Darunter ist das Gestein wieder normal entwickelt.

Der Granitgneiszug S P. 2183 hat eine Länge von etwa 700 m und keilt gegen O und W ziemlich rasch aus. Mit dem schmalen Granitgneiszug W P. 2183 hängt er wohl nicht zusammen. Der schmale südliche Gesteinszug vereinigt sich wohl N P. 2165, O unter dem Grat, mit großer Wahrscheinlichkeit mit dem nördlichen Ast der vorher erwähnten Muskowitaugengneismasse (Taf. XI). In der beigegebenen Tafel XI sind die verschiedenen Granitgneise und der Amphibolit unter Weglassung des Schuttes und der Moränen durchgezeichnet. Dabei wurden aber nirgends unsichere Verbindungen hergestellt. Solche Stellen wurden dann immer weiß gelassen. Sie sind auf Tafel XI daran leicht zu erkennen, daß hier die Gesteinsgrenzen fehlen. Nach W hängt der schmale Gesteinszug wohl mit der großen zwischen der Bettler Alpe und dem Wasserstubental liegenden Muskowitaugengneismasse zusammen. Diese Masse ist durch ein schmales Verbindungsstück, wie früher beschrieben wurde, mit der eigenartig geformten Granitgneismasse W von „Am Ried“ (Fig. 2) verbunden. NO P. 1862 tritt nahe dem Nordrande der Muskowitaugengneise ein schmaler Zug von Schiefergneisen auf, der sich NW dieses Punktes bedeutend verbreitert. Durch diese Zwischenschaltung wird von der Granitgneismasse ein langer schmaler Arm abgespalten, der bis NW unter P. 1948 reicht. S P. 1768 und P. 1948 ist ein weiterer Schiefergneiszug zwischengeschaltet, der im östlichen Teil viel mächtiger ist, im westlichen ganz dünn wird und ONO P. 1893 auskeilt. Durch diesen

Schiefergneis wird die Muskowitaugengneismasse der Bettler Alpe von der mächtigen Masse des Mittagsteins getrennt. Erst NW vom Mittagstein haben wir eine einheitliche große Granitgneismasse vor uns, die hier die beträchtliche Breite von zirka 1·7 km erreicht. An der NS verlaufenden Grenze von Schiefergneis und Granitgneis S P. 1768 sind die beiden Gesteine diaphoritisch. Der schmale Schiefergneisstreifen SO P. 1768 stellt wohl die Fortsetzung des Schiefergneises gegen O dar. W und WNW von „Im Mutt“ ist die große Granitgneismasse mit den Schiefergneisen verzahnt. Hier sind auch die Granitgneise an den randlichen Partien z. T. stark zerrüttet, daß Streichen und Fallen nicht mehr erkennbar ist.

O des Mittagsteins hängt die Granitgneismasse wahrscheinlich mit der auf der linken Seite des Wasserstubentals N unter P. 2056 zusammen, die ihrerseits vielleicht mit der der Bettler Alpe verbunden ist. W des Burtschakopfes treten die Schiefergneise an Ausdehnung zugunsten der Muskowitaugengneise stark zurück, deren Kartenbild hier dem einer großen Linse ähnlich ist.

Am neuen Weg O ober P. 1779 (= Obere Wasserstubenalpe. Diese Zahl sollte richtig 1719 heißen!) finden sich in dem mitunter etwas biotithaltigen Muskowitaugengneis zwischen 1840—1880 m, der Südgrenze ziemlich nahe gelegen, wenig deutlich gebankte Partien eines massig aussehenden feinkörnigen Granitgneises, der auf seinen zahlreichen Klüften rostbraun anwittert. Im O davon liegenden Tal stimmt die topographische Karte teilweise nicht.

S unter dem Muttjöchle sind dem z. T. stark gefalteten Schiefergneis drei geringmächtige Muskowitaugengneislagen und zwei schmale Amphibolitzüge zwischengeschaltet (Taf. XI). Der ziemlich mächtige Amphibolit W ober der Unteren Wasserstubenalpe keilt gegen W rasch aus. An der Grenze gegen die Schiefergneise im S tritt ein grünlich-graues, hartes, massiges, stark zerklüftetes, ganz mylonitisches Gestein mit zahlreichen Harnischen auf.

Die große Muskowitaugengneismasse S unter dem Muttjöchle keilt gegen W rasch aus und ist auf der Ostseite O P. 1862 z. T. mit dem Schiefergneis verzahnt. Die nördlichen Lagen fallen steil gegen S, weiter unten bei „Im Mutt“ liegen die Granitgneise bereits ziemlich flach und tauchen an der Südgrenze wieder steiler unter die sie überlagernden Schiefergneise hinab. S darunter ist N und S von „Wilde Ried“ je eine dünnere Granitgneismasse dem Schiefergneis flach aufgelagert (Profil 6). NW „Wilde Ried“ ist gefalteter Muskowitaugengneis (mehrere Meter große Falten) ganz flach dem Schiefergneis zwischengelagert. Am Kamm SSW „Auf der Platte“ tritt im Schiefergneis wenig mächtiger Quarzit und darunter ebensolcher Granitgneis auf.

Auch der Schiefergneis ist teilweise sehr stark gefaltet, so z. B. am neuen Weg zwischen P. 1446 und der Quelle N von Oberbuchen. Staurolith findet sich hier SO und OSO von P. 1446 und NW P. 1176 bei Unterbuchen. OSO P. 1176 ist der Schiefergneis ziemlich stark zerrüttet.

Während der N Platten- und Glattgrat durchgehende Schiefergneiszug zwischen Nenzigasttal und Wasserstubental durchwegs ganz steil N oder S fällt, kann man im Graben O ober P. 1451 in 1500 *m* eine fast söhliche Lage dieses Gesteins beobachten. Auf der Ostseite des unteren Teiles des Wasserstubentales haben die Schiefergneise etwas Ähnlichkeit mit den Glimmerschiefern. Auf der westlichen Talseite fallen die Schiefergneise meist ziemlich flach gegen S ein. Sie sind aus der fast saigeren Lage auf der Ostseite in eine ziemlich flache Lage auf der Westseite des Tales gebracht worden (Profil 5 und 6).

SW des Albonkopfes stehen granat- und staurolithführende Glimmerschiefer zwischen P. 2575 und P. 2705 an, die dem nördlichen Ast einer weiter östlich ziemlich mächtigen Gesteinszone (14, S. 317) angehören. N P. 2398 sind die Glimmerschiefer von den Schiefergneisen durch eine dünne Lage Muskowitaugengneise getrennt. W dieses Punktes nehmen die Glimmerschiefer beträchtlich an Mächtigkeit ab, und etwas NO P. 2080 am Weg zur Reutlinger-Hütte ist das Westende dieser Gesteinszone. Die S davon folgenden zweiglimmerigen Augengneise (darin kleiner Diabasgang S P. 2705 || zum Streichen), die die Umrahmung des Kaltenberggletschers gegen NW und N bilden (14, S 318), keilen ebenfalls gegen W stark aus (Profil 2) und hängen nur bei P. 2080 mit einem ganz schmalen Streifen (Taf. XI) mit denen W darunter zusammen. Die nördlichsten Lagen dieses Gesteins sind arm an Feldspat-Augen und Biotit. Von der großen Augengneismasse zieht etwa 100 *m* N P. 2533 ein schmaler Gesteinszug bis S P. 2265 nach W. Der den Schiefergneisen konkordant zwischengelagerte zweiglimmerige Augengneis fällt hier 85° N, während sein Fallen weiter O mit den umgebenden Schiefergneisen durch Hackenwerfen steil gegen S erfolgt. N und S dieses schmalen Gesteinszuges überlagert der mächtige Granitgneis die Schiefergneise und die S P. 2533 folgenden Biotitfleckengneise größtenteils diskordant. Bei P. 2080 sind die Granitgneise gegen O und gegen W mit den Schiefergneisen verzahnt. Vom Nenzigasttal ziehen die zweiglimmerigen Augengneise im S der früher beschriebenen Schiefergneise in einer bis zu 700 *m* mächtigen Zone über den Platten- und Glattgrat N Hochburtscha vorbei zur Einmündung des Wasserstubenbaches in die Litz. Die dünnen Granitgneislagen SW unter P. 2080 (ganz arm an Biotit) sind wohl auch mit der Granitgneismasse auf der linken Seite des Nenzigasttales zu verbinden, die weiter W, N P. 2029 (Eisental) mit dem Schiefergneis verzahnt ist.

N P. 1826 (SW Nenzigastalpe) liegt ein kleines mehr linsenförmiges Vorkommen von diaphoritischem Schiefergneis mitten in der Granitgneismasse. W unter P. 2174 (NO Gritsch Alpe) treten im Augengneis zwei ganz weiße, quer zum Streichen verlaufende Quarzgänge auf. Am Glattgrat ist das starke Hackenwerfen des Augengneises (Profil 5) besonders auffällig. Stellenweise ist der Biotit dieses Augengneiszuges ganz chloritisiert.

W unter der Gritsch Alpe ist der Augengneis mit dem Schiefergneis N davon verzahnt. N „Starke Eck“ ist dem Augengneis Schiefergneis zwischengelagert, der S des ersten Nebengrabens S P. 1441 auskeilt. Der unter dem Schiefergneis liegende Teil des hier stark gefalteten

Augengneises und seine Fortsetzung gegen NW ist fast ohne Biotit, gehört aber doch noch dem großen Gesteinszuge des zweiglimmerigen Augengneises an. Der z. T. äußerst stark gefaltete Schiefergneis ist teils ganz mylonitisiert, teils stark diaphoritisch. Im vierten Nebengraben S P. 1441 steht zwischen 1240—1280 m ein intensiv wirr gefaltetes völlig mylonitisiertes Gestein an, das wahrscheinlich die Fortsetzung des vorher erwähnten Schiefergneises gegen S ist. Nur durch diese Lagebeziehung kann man schließen, daß es sich hier um mylonitisierten Schiefergneis handelt. Vielleicht ist hier der Schiefergneis auch z. T. mit ebenso mitgenommenem Augengneis verschuppt. W unter der Gritsch Alpe sind die Grenzlagen zwischen dem Augengneis und dem S davon anstehenden Biotitfleckengneis stellenweise stark diaphoritisch. Durch den N „Starke Eck“ ziehenden Graben streichen einige meist gekrümmt verlaufende Verwerfungen hinab. Die Klüfte sind hier teils mit Quarz, teils mit Kalzit verheilt. Um 1470 m ist hier der Augengneis ganz wirr gefaltet.

SO von „Starke Eck“ stehen Muskowitaugengneise an, denen W dieses Ecks dünner Schiefergneis zwischengelagert ist und die S P. 1398 mit dem Schiefergneis verzahnt sind (Taf. XI). Der mittlere Ast dieses Granitgneises hängt mit dem bei P. 1591 zusammen und der südliche vielleicht mit dem WNW der Hinteren Kapellalpe. Dieser hier nicht mehr so geschlossene Granitgneiszug, der N und WNW dieser Alpe ganz auskeilt, stellt wahrscheinlich die Fortsetzung des großen zweiglimmerigen Augengneiszuges gegen W dar, der sich in dem W der Litz gelegenen Teil nur dadurch unterscheidet, daß er hier fast frei an Biotit ist.

N davon werden die unteren Abhänge auf der Südseite des Silbertales von Schiefergneisen aufgebaut, denen teils dünnere, teils sehr mächtige Muskowitaugengneiszüge zwischengelagert sind (Taf. XI). Sehr mächtig sind diese N und W von Ganlättsch, W von „Beim Schulhaus“ (SO Schruns) und zwischen Kampieschen, Dörfle und Stiefen entwickelt, wo sie ziemlich flach gegen S einfallen. In großer Mächtigkeit zieht ein Granitgneiszug S von Unterbuchen über Rauh Bertle zu P. 1175 S Brif (ein Teil davon zieht weiter zu P. 1081), der besonders im Vermaltobel SSO von Innerberg mehrfach mit den Schiefergneisen verzahnt ist. Die O ober Schruns zwischen den Granitgneisen anstehenden, meist schlecht aufgeschlossenen Schiefergneise wurden von G. A. Koch (9, S. 321) z. T. übersehen. Deshalb ist die Granitgneismasse auf seiner Karte auch S der Litz so überaus mächtig.

Amphibolite finden sich S ober Lutzer, W von Ganlättsch, S P. 1635 und N unter der Vorderen Kapellalpe, außerdem stehen noch drei Amphibolitzüge N unter Sauerbleis und je einer W und O P. 1591 an. Ferner treten nicht besonders mächtige Biotitgranitgneise bei Hof (O Schruns) und bei Plates (OSO ober Schruns) auf.

Von besonderem Interesse ist hier das Vorkommen eines festen, harten, vielfach nicht gebankten Gesteins, das durchwegs, wie auch alle Schliffe zeigen, diaphoritisch bis mylonitisch ist. Dieses graue bis grünlich-graue, teils geschieferte, teils massige Gestein (letzteres meist stark zerklüftet), das lagenweise auch ziemlich grobkörnig ist, hat äußerlich und

auch im Dünnschliff die größte Ähnlichkeit mit den Granodioritgneisen des Ötztales (6). Nur ist das Gestein, wie die noch nicht abgeschlossenen Untersuchungen gezeigt haben, hier meist viel stärker mitgenommen. Solche vorläufig als Granodioritgneise bezeichnete Gesteine treten in zwei langen Zügen N. unter der Hinteren Kapellalpe (Taf. XI) auf. N. unter P. 1398 kommen darin einzelne ganz dünne Schiefergneislagen vor. Bei P. 1591 ist dieses Gestein mit dem Muskowitaugengneis verzahnt. Weitere Vorkommen sind O dieses Punktes, NNW unter Sauerbleis (hier stark gefaltet), N. unter der Vorderen Kapellalpe, bei P. 1567, bei Plates und S. ober der Kirche von Silbertal in 1110 *m* und in 1340 *m* Höhe zu erwähnen.

Im Vermaltobel treten auch noch innerhalb der Schiefergneise einzelne den Phyllitgneisen ähnliche Lagen auf, z. B. in 1210 *m* und darüber in 1500 *m* im vierten Graben W P. 1501 (hier in zirka 1495 *m* 2 *m* Quarzit, in etwa 1530 *m* ein paar Meter mächtige Amphibolitlinse. Von 1590—1630 *m* ist der Granodioritgneis ganz mylonitisch). Ähnliche Lagen finden sich um 1330 *m* am Weg von Ganlatsch zur Hinteren Kapellalpe und N. unter P. 1398 unter 1250 *m* in etwas größerer Mächtigkeit zwischen mylonitischen Lagen.

Der Granodioritgneis bei P. 1398 und der Muskowitaugengneis SW darüber sind stark gefaltet. N. darunter ist der ganz plötzlich auskeilende Granitgneis O der kleinen Verwerfung O des Teufelsbaches diaphoritisch. Im Vermaltobel sind die Gesteine zwischen 1020—1060 *m* stark gefaltet und gestört. In diesem Tobel sind die Granitgneise stellenweise feinkörnig bis grobkataklastisch zertrümmert. Die Klüfte der meist dichten feinkörnigen Amphibolite sind hier häufig mit Epidot verheilt. Im Tobel W P. 1501 treten im Schiefergneis über 1560 *m* einzelne Lagen eines Muskowitglimmerschiefers auf. Am Weg von der Hinteren Kapellalpe nach Ganlatsch wittern die härteren Lagen der Schiefergneise vielfach wallförmig heraus.

An diesem Weg findet sich in etwa 1540 *m* W P. 1591 ein wenigstens 3 *m* mächtiges Vorkommen eines ganz dichten, fast schwarzen Gesteins, das auf den Klufflächen gelbbraun anwittert. Das mit den umgebenden Schiefergneisen gleichfallende Gestein kann im Streichen nur wenige Meter verfolgt werden. Die stark geschieferte Grundmasse dieses Gesteins zeigt im Schliff eine gewisse Ähnlichkeit mit der einzelner Porphyroidschiefer des Waldviertels. Die noch nicht abgeschlossene Untersuchung hat aber ergeben, daß es sich hier weder um Mylonite noch um Pseudotachylite handeln kann. Ungefähr S. darüber liegen in etwa 1570 *m* im Schutt wieder Stücke dieses schwarzen Schiefers umher. In zirka 1340 *m* am Weg am linken Ufer des Teufelsbaches (in der Karte nicht angegeben) ist ein 8 *cm* dicker ebensolcher Schiefer konkordant dem Granodioritgneis zwischengelagert.

Gleich ober Stiefen steht auf der Südseite des kleinen Baches feinkörniger schwarzgrüner Amphibolit an. Im Graben O darüber, S P. 1422, sind die Schiefergneise besonders um 1100 *m* herum ungemein dickbankig. Dabei sind die mehrere Meter dicken Lagen nur wenig quarzitisch und bilden hier dennoch schroffe Wände wie die Orthogneise. Der darunter anstehende diaphoritische Muskowitaugengneis taucht

gegen S längs des Baches unter die hier etwas gestörten Schiefergneise unter, in welche er gegen O und W auskeilt. In ganz gleicher Weise verhält sich auch das ebenso kleine Granitgneisvorkommen N davon im Graben N von Limat zu den Schiefergneisen. O darüber kleines Amphibolitvorkommen.

Die Fortsetzung der mächtigen Muskowitaugengneise S P. 1421 (N Limat) gegen S und N ist durch Moränenschutt verhüllt. Die Granitgneise des großen Vorkommens bei P. 1811 (Vordere Kapellalpe) und des kleinen NW davon keilen gegen O und gegen S ziemlich rasch aus. Die O unter dem Mittagsjoch die Schiefergneise überlagernden, größtenteils ziemlich flach S fallenden Muskowitaugengneise sind NW ober P. 1790 an einer fast NS verlaufenden Verwerfung, längs der die östlichen Partien einige Meter abgesunken sind, in große Blöcke zertrümmert. An einer mehr OW verlaufenden Verwerfung schneiden die Granitgneise etwas am Schiefergneis ab. Die bis S von Sauerbleis auftretenden Granitgneiszüge stellen wohl die Fortsetzung des ziemlich mächtigen Granitgneises gegen W dar. NO unter Sauerbleis steht ebenfalls Muskowitaugengneis an.

Über den etwas biotithaltigen Muskowitaugengneisen N unter dem Mittagsjoch folgt eine mächtige Zone von Biotitfleckengneisen, die den oberen Teil des Mittagsjoches und Hochjoches, das Kapelljoch und das Kreuzjoch aufbaut. S Sauerbleis gehen die südlichsten Lagen des Schiefergneises N des Muskowitaugengneises in Biotitfleckengneise über. Die Grenze zwischen Biotitfleckengneis und Schiefergneis zieht von der Vorderen Kapellalpe über Limat N P. 1180 vorbei zum Ostrand des Muskowitaugengneises SO ober Stiefen. Längs dieser Grenze gehen die Schiefergneise allmählich in Biotitfleckengneise über. O unter dem Mittagsjoch gehen die Biotitfleckengneise in der ganzen Ausdehnung zwischen dem vorher genannten Granitgneiszug im N und dem mächtigen W ober der Gieselnalpe anstehenden Amphibolit im S unter etwa 1700 m gegen das Tal hinab allmählich in Schiefergneis über. Darunter stehen am westlichen Talhang auf der erwähnten Strecke zwischen etwa 1500 m und dem Gieselnbach nur mehr Schiefergneise an, während eigentümlicherweise am Talboden zwischen Gieselnalpe und „Im Reh“ (= Rain) Biotitfleckengneise bis auf 150 m an die Schiefergneise auf der linken Talseite heranreichen.

Die S des zweiglimmerigen Augengneiszuges anstehenden Biotitfleckengneise, die zwischen dem Nenzigasttal und dem Silbertal die Östliche und Westliche Eisentaler Spitze, Silbertaler Lobspitze und Fellmännle (Profil 4 und 5) aufbauen, gehen im Silbertal zwischen „Starke Eck“ und Gieselnalpe in ihrer ganzen Mächtigkeit im Streichen in Schiefergneise über. Im südlichen (aufgeschlossenen) Teil erfolgt dieser Übergang sogar sehr rasch. Vom „Starken Eck“ bis zum Nenzigastbach grenzen die Biotitfleckengneise gegen N unmittelbar an die Granitgneise. Nur N P. 2029 reicht ein langer schmaler Streifen von Schiefergneisen weit in die Granitgneise gegen O hinein. O dieses Punktes ist der Biotitfleckengneis auf der Nordseite des Eisentalbaches quarzitisch und erst S des Baches ist dieses Gestein ganz typisch. Auf der rechten Seite des Nenzigasttales reichen die Schiefergneise viel weiter gegen S hinauf,

bis 1800 *m*. Die hier schon beträchtlich schmäleren Biotitfleckengneise reichen bis N unter den Kaltenberg nach O.

Auf der Südseite des Eisentalles ist den Biotitfleckengneisen bei P. 2146 ein mächtiger zweiglimmeriger Augengneis zwischengelagert, dessen schmale Fortsetzung auf der Ostseite des Nenzigastales teils in Schiefergneise, teils in Biotitfleckengneise auskeilt. S ober P. 2146 ist der Biotitfleckengneis zwischen 2220—2240 *m* stark quarzitisch. In 2380 *m* S darüber trifft man eine kleine Amphibolitlinse an und darüber bis 2400 *m* noch einige ebensolche. Einige Meter darüber findet sich ein 4—5 *m* mächtiges und längeres, ebenfalls mehr linsenförmiges Amphibolitvorkommen. Eine größere Amphibolitlinse ist den Biotitfleckengneisen unter P. 2600 zwischen 2490—2530 *m* zwischengelagert. In 2500 *m* tritt in dem stark gestörten Amphibolit über 1 *m* mächtiger verkneteter Glimmerschiefer auf, der reich an bis über 2 *cm* großen Granaten ist. Darüber kommen am rechten Rand des Gletschers um 2680 *m* einzelne Andalusitkristalle vor. Auch auf der Südseite zwischen Eisentalersp. und P. 2614 treten in diesem Gestein in Quarzknuern gar nicht selten Andalusit- und Disthenkristalle auf.

OSO unter dem Gipfel der Eisentalerspitze finden sich in 2660 *m* einige Granat und Staurolith führende Lagen mit Feldspatknotten. Ebenso finden sich einzelne Lagen mit bis zu 2 *cm* großen Granaten am Felsrücken W dieser Spitze, und in 2680 *m* NO P. 2741. Solche Granaten sind auch im Schutt bei Hochburtscha und über 2300 *m* NO ober P. 2202 (Obere Gaflunaalpe) und anderen Orten anzutreffen. An letzterer Stelle liegen im Schutt auch Stücke mit bis zu 5 *cm* langen und 1 *cm* dicken Hornblenden umher. O P. 1977 (NO Fellimännle) stehen im Biotitfleckengneis einige dünnere, ganz helle, hauptsächlich aus Quarz und kleinen Granaten bestehende Lagen an. Stücke dieser Gesteine finden sich im Schutt gar nicht selten, z. B. auf der großen Blockhalde SO ober Stiefen (hier mit z. T. biotitisierten großen Hornblenden). Besonders am Grat zwischen Kapelljoch und Zamangspitz und auch am Kreuzjoch enthalten die Biotitfleckengneise dünne Lagen dieses quarzitischen Gesteins, die mitunter sehr reich an kleineren oder größeren Hornblenden sind.

Gering mächtiger Amphibolit steht unter dem Gipfel der Eisentalerspitze und NW darunter in zirka 2460 *m* an. Hier ist in dem fast saiger stehenden Biotitfleckengneis eine kleine sattelförmige Falte aus Amphibolit mit einer dünnen Lage größerer Granaten und darüber eine ganz dünne Amphibolitlage zu bemerken. Am Felsrücken O Hochburtscha, S P. 2169 steht in zirka 2210 *m* eine $\frac{1}{2}$ — $\frac{3}{4}$ *m* dicke Lage von Biotit-amphibolit zwischen den Biotitfleckengneisen an. Mächtige Amphibolite treten in dieser Gesteinszone aber erst W der Litz auf.

Der mächtige Amphibolitzug N unter dem Hochjoch (Taf. XI) wurde schon von G. A. Koch z. T. richtig eingezeichnet (9, S. 322), ebenso der auf der Nordseite des Zamangspitz, der teils feinkörnig, teils grobkörnig und gabbroid ist. Das Amphibolitvorkommen S unter dem Mittagsjoch ist wohl noch mit dem Gesteinszug des Hochjochs zu verbinden, während das W der Gieselnalpe nicht mehr damit in Zusammen-

hang gebracht werden kann. Der mächtige Amphibolit W unter dem Kapelljoch keilt sowohl gegen NO als auch gegen SW rasch aus.

Unter dem Hochjoch sind dem Amphibolit häufig helle ein paar Millimeter bis 1 cm dicke Marmorlagen zwischengelagert. O davon, S ober P. 2275 ist das Gestein meist dicht, feinkörnig und grünschwarz. Im Kar auf der Ostseite des Grates S P. 2280 finden sich im Amphibolitschutt einzelne mittelgroße helle Marmorstücke, die auf den Klüften mitunter etwas Bleiglanz führen. SO P. 2280 nimmt der Amphibolit plötzlich bedeutend an Mächtigkeit ab. Am Kamm S dieses Punktes ist er im obersten Teil aus seinem O-W-Streichen und Südfallen in ein N-S-Streichen mit Westfallen (bis 60°) gedreht worden. Auch der N angrenzende Biotitfleckengneis ist stark gefaltet. Starke Faltung ist auch weiter N, am Weg WNW P. 2022 (sollte richtig wohl 2082 heißen!) zu beobachten.

Besonders am Hochjoch und zwischen diesem und dem Kreuzjoch enthalten die Biotitfleckengneise immer wieder einzelne Lagen von Biotitschiefern. Im Eisental sind diese Gneise N P. 2549 und O P. 2203 ganz zerrüttet. N davon ist dieses Gestein unter dem nach W auskeilenden Sporn des zweiglimmerigen Augengneises stark gestört und gefaltet. In gleicher Weise wurden W davon auch die unteren Lagen dieses Granitgneises mitgenommen. Beim Frattner Tobel sind die intensiv rostbraun verwitternden Biotitfleckengneise teilweise stark geklüftet und gestört.

Der moränenähnliche Rücken N P. 765 bei Gortniel besteht, soweit es die schlechten Aufschlüsse erkennen lassen, in seinem östlichsten Teil aus Biotitfleckengneis, in seinem westlichen aus Amphibolit. Dieses Gestein tritt auch bei P. 765 zutage. Infolge der ganz einförmigen Zusammensetzung der kleineren und größeren Blöcke kann es sich hier unmöglich um einen Moränenwall handeln. Die eigenartige Form dieses Rückens wiederholt sich in diesem Talstück am linken Ufer der Ill noch öfters, so z. B. NW P. 721 und N Mauren. Diese beiden Rücken bestehen einwandfrei aus anstehendem Gestein.

Im S der Biotitfleckengneise zieht von der Gieselnalpe ein Muskowitaugengneiszug gegen O, der sich SO unter P. 2741 in zwei Äste teilt. Der nördliche keilt W der Eisentalerspitze und der südliche S dieser in die Schiefergneise aus. S davon treten wieder zwei Muskowitaugengneiszüge auf, die bis N unter P. 2267 nach O reichen. Am Südgrat der Eisentalerspitze sind die Schiefergneise über und unter den auskeilenden Granitgneisen stark gestört und z. T. etwas miteinander verschuppt. Nahe der Südgrenze treten in den Biotitfleckengneisen einzelne Schiefergneislagen auf und an der Grenze gegen die Granitgneise selbst sind die Biotitfleckengneise zugunsten der Schiefergneise ganz zurückgetreten.

N ober P. 2202 (Obere Gaflunaalpe) ist der Muskowitaugengneis zunächst arm an Feldspatäugen, die aber gegen oben immer häufiger werden. In den mittleren Partien tritt auch etwas Biotit hinzu. In geringer Menge tritt Biotit hier auch NW unter P. 2267, S unter P. 2531 (und W davon) und S unter Fellimännle auf. In der Umgebung des kleinen Sees SSO unter P. 2741 finden sich im Granitgneis einzelne Turmaline.

S ober der Gieselnalpe verbreitert sich der Muskowitaugengneiszug ganz unregelmäßig in eigenartiger Weise (Tafel XI). W der Bärenalpe ist er durch Zwischenschaltung von Biotitfleckengneis (Prof. 7) und einer dünnen Amphibolitlage in zwei Äste geteilt. Der nördliche keilt wohl S unter der Platinaalpe aus. Als Fortsetzung des südlichen gegen WSW ist das Vorkommen am Grasjoch und die große Granitgneismasse am Zamangspitz (Prof. 9), die schon G. A. Koch bekannt war (9, S. 323), aufzufassen. WSW ober der Gieselnalpe überlagert der Granitgneis diaphtoritischen Biotitfleckengneis. Etwas W davon folgt die Grenze der beiden Gesteine dem Lauf des Gieselnbaches aufwärts. Wahrscheinlich geht hier längs des Baches eine größere Störung durch, an der die Granitgneise vielleicht etwas abgesunken sind. Die beiden Gesteine sind hier teils diaphtoritisch, teils mylonitisch. Auch der Amphibolit N davon ist noch stark mitgenommen.

N vom Zamangspitz zieht ein zunächst schmaler Amphibolitzug, der sich bald durch Zwischenschaltung von Biotitfleckengneisen in zwei Äste gabelt und mächtiger wird, nach Gortniel und Battmund hinab. Besonders im Gebiet der Livina Maiensäss (N St. Gallenkirch) erlangt dieses Gestein große Mächtigkeit (Tafel XI). NO darüber sind eigenartige Verzahnungen gut zu beobachten. Von der von SW nach NO hinaufziehenden Amphibolitmasse setzen sich nur die nördlichsten und südlichsten Lagen weiter fort, während im mittleren Teil sich mehrere keilförmige Zungen mit den Biotitfleckengneis- und Schiefergneislagen verzahnen. O davon keilt eine schmale Schiefergneislage gegen N und S in die Granitgneise aus, weiter O, W der Zamangalpe keilt eine schmale Granitgneislage in gleicher Weise in die Schiefergneise aus. S darunter ist der weiter nach S hinabreichende Amphibolit am Nordende mit dem Granitgneis verzahnt, während der breitere nach O reichende Arm wohl mit der großen Amphibolitmasse N, O und S der Zamangalpe zusammenhängt. S unter P. 1849 keilt der südlichste Teil dieser Masse ziemlich plötzlich gegen W in die Biotitfleckengneise aus. Bei der Zamangalpe tritt an zwei Stellen Muskowitgranitgneis unter dem Moränenschutt zutage.

An den Gehängen auf der rechten Seite des Tramosabaches S Zamangspitz herrschen die Biotitfleckengneise bei weitem vor. Nur an der Grenze gegen die Muskowitaugengneismasse des Zamangspitzes treten z. T. Schiefergneise auf. Besonders aber die in diese Masse auskeilenden Lagen sind gewöhnliche Schiefergneise. Ebenso ist das große Vorkommen W P. 2163, das kleinere N davon und die an drei Stellen unter dem Moränenschutt hervortretenden Gesteine N und NW Grasjoch zu den Schiefergneisen zu rechnen. Kleinere Vorkommen von Amphibolit finden sich noch S P. 1019 (bei Battmund), NW vom Grasjoch und NNO darunter.

Das Einfallen der Gesteinsgruppen erfolgt hier meist mehr oder weniger steil gegen S. SO unter dem Zamangspitz ist eine kleine Verwerfung, die sich durch eine 4 m breite grabenförmige Einsenkung bemerkbar macht. Am Zamangbach ist der Biotitfleckengneis N P. 1241 stark gefaltet. Darüber ist dieses Gestein zwischen 1500—1600 m etwas weniger typisch entwickelt. Zwischen 1780—1820 m ist das z. T. diaphtoritische Gestein stark ge-

faltet und gestört. Der wirr kleingefaltete Granitgneis streicht SW unter dem Grasjoch etwa SW—NO und fällt steil S, während er ganz oben W des Joches NNW—SSO streicht und nach NO (unter die Schiefergneise) einfällt. Die obersten Lagen des an dieses Gestein heranreichenden Amphibolites sind stark mitgenommen. Wahrscheinlich geht auch längs des Zamangbaches eine größere Störung durch, ohne daß sich dieselbe deutlicher zu erkennen gibt.

N P. 2762 (N Kaltenberg) sind die Biotitfleckengneise ebenso wie die sie z. T. etwas diskordant überlagernden Augengneise (Profil 2) in der Nähe ihrer Grenze teilweise so stark gestört, daß Streichen und Fallen kaum mehr erkennbar ist. N dieses Punktes steht ein schmalerer Zug zweiglimmerigen Augengneises an, der zunächst fast saiger steht, dann immer flacher gegen S einfällt (Profil 2) und ONO P. 2900 wieder steil S fallend bis nahe an P. 2448 nach W reicht. Im westlichen Teil liegt dieses Gestein, dessen Biotite S P. 2380 chloritisiert sind, ziemlich parallel zu den beiden früher erwähnten Muskowitaugengneiszügen N Wildebene. W unter P. 2762 ist das hier durch starkes Hackenwerfen auffallende Gestein mit dem darunterliegenden teilweise mylonitisierten Schiefergneis verzahnt. Bei P. 2762 selbst ist eine weitere Zone von demselben Gestein mit ungefähr ähnlicher Lage, die auch noch von dem nur durch dünne Schiefergneislagen getrennten porphyroblastischen Biotitgranitgneis S davon eingenommen wird. Zwischen den beiden Augengneiszügen unter P. 2762 liegen teils diaphoritische Schiefergneise mit Lagen von Biotitfleckengneisen, deren Biotite mitunter chloritisiert sind. Diesen Paragneisen sind noch SW dieses Punktes zwei dünne Muskowitaugengneislagen zwischengeschaltet. Am Ostrand des Kaltenberggletschers ist von den Granitgneisen nichts mehr zu sehen. Die hier anstehenden Schiefergneise bauen auch den Gipfel des bekannten Kaltenbergs auf. Die O darunter, im obersten Teil des Maroitales zwischen P. 2365 und P. 2462 anstehenden, etwas biotithaltigen Muskowitaugengneiszüge keilen O unter P. 2652 völlig aus.

Die zwischen P. 2762 und dem Gafluner Winterjochl anstehenden Schiefergneise gehören dem südlichen Teil der weiter O in die Glimmerschiefer ausgehenden Schiefergneiszone (14, S. 317) an. Sie lassen sich zwischen dem langen Muskowitaugengneiszug im N und dem Gaflunabach und der Litz im S bis WNW der Unteren Gaflunaalpe verfolgen, wo sie im Streichen allmählich in Biotitfleckengneise übergehen. Diesen Schiefergneisen sind auf der ganzen Strecke teils schmälere, teils mächtigere Granitgneiszüge zwischengeschaltet.

S unter dem Kaltenberg steht steilstehender gefalteter Muskowitaugengneis (Profil 2) mit etwas Biotit (z. T. chloritisiert) an, der sich W unter dem Gipfel ungemein stark verbreitert, dann ebenso plötzlich wieder an Mächtigkeit abnimmt und als schmälere Lage diskordant die steilstehenden Schiefergneise durchbricht. SW davon tritt in den Schiefergneisen am Verbindungskamm zwischen dem Kaltenberg und den Pflunspitzen eine dünne Lage migmatitischen Granitgneises auf. An den Pflunspitzen selbst stehen mehrere z. T. ziemlich mächtige porphyroblastische Biotitgranitgneiszüge an (Taf. XI und Profil 2), die mehrfach mit den Schiefergneisen verzahnt sind. Diesen granitischen Lagen ver-

danken auch die Pflunspitzen ihre schönen schroffen Formen. Auf ihrer Südseite folgt noch einmal migmatitischer Granitgneis und darunter mächtiger Biotitgranitgneis.

Dieser Biotitgranitgneis reicht nach O bis N P. 2029 (Pfluntal). N davon stehen hier in großer Ausdehnung und Mächtigkeit porphyroblastische Biotitgranitgneise (Profil 1) an, denen im unteren Teil nur zwei ganz dünne Schiefergneislagen zwischengelagert sind. Von den höher oben zwischengeschalteten Schiefergneiszügen keilt der südliche SO unter P. 2753 aus und der nördliche verschmälert sich gegen O beträchtlich. S unter diesem Punkt folgen über der obersten mächtigeren Granitgneislage (Profil 1) noch vier meist nur ein paar Meter mächtige Lagen, die in der Karte nur mit der breiteren zusammen ausgeschieden werden konnten. Diese keilen W vom Gstansjoch in die Schiefergneise aus. Die Granitgneise zwischen P. 2670 und P. 2447 sind mit den Glimmerschiefern verzahnt. Besonders die über P. 2447 streichenden Lagen reichen weit nach O bis S unter den Gstanskopf hinüber. S dieses Punktes stehen Schiefergneise an, die gegen O mit den Glimmerschiefern verzahnt sind, in die sie auch im Streichen allmählich übergehen (14, S. 318). Ihre Beziehung zu den von W nahe an sie heranreichenden Granitgneisen ist durch Moränenschutt der Beobachtung entzogen. S dieser Schiefergneise zieht ein Streifen von den S des Gstanskopfes in großer Ausdehnung anstehenden Glimmerschiefern bis zu P. 2266 nach W. Als Fortsetzung des Schiefergneiszuges des Gaiskopfes (14, S. 319) ist noch ein kleines Vorkommen OSO P. 2220 zu erwähnen. Der S des Gaiskopfes anstehende Biotitgranitgneis läßt sich bis NO P. 2029 nach W verfolgen, doch treten hier innerhalb dieses Gesteins einzelne Lagen von porphyroblastischem Biotitgranitgneis auf. Die den unteren Teil der Südabhänge des Pfluntales 700 m W des Gaiskopfes und NO P. 2029 bedeckenden Biotitgranitgneise, Schiefergneise und Glimmerschiefer sind bis auf 2220 m hinauf wohl stark zerrüttet (14, S. 322), können aber doch noch voneinander getrennt werden. W P. 2220 und SSO dieses Punktes sind die Glimmerschiefer nicht gestört. Die Glimmerschiefer sind hier teils noch ganz typisch, teils aber schon stark quarzitisch und den Schiefergneisen ähnlich. Innerhalb der Glimmerschiefer treten im gestörten Bereich einzelne Lagen von migmatitischem und porphyroblastischem Granitgneis auf, deren Kartierung aber wegen der starken Zerrüttung nicht durchführbar ist. Im Kar S des Kaltenberges treten auf der Westseite über 2380 m in den Schiefergneisen einzelne dünne Glimmerschieferlagen auf.

S unter P. 2670 sind in einem bis über 350 m breiten Streifen die anstehenden Gesteine stark zerrüttet. In gleicher Weise ist auch der Biotitgranitgneis SSO unter P. 2916 (Pflunspitzen), O und SO unter P. 2648 zerrüttet. Weiter W, zwischen P. 2339 und P. 2426 erreichen diese Biotitgranitgneise wieder große Mächtigkeit. Die N davon folgenden Schiefergneise, der südlichste Zug von etwas weniger typischem porphyroblastischem Granitgneis und auch die südlichsten Lagen des Schiefergneises N davon sind z. T. stark diaphoritisch, ganz verquetscht und vielfach feingefaltet. Weiter N sind dann die Gesteine wieder lange nicht mehr so stark mitgenommen. Die Einzeichnung der N darunter in den

Schiefergneisen auftretenden migmatitischen und porphyroblastischen Granitgneise mußte trotz der guten Aufschlüsse auf der eisüberschliffenen Wildebene (Taf. XI und Profil 3) etwas schematisch erfolgen, da diese Gesteinszüge viel zu unregelmäßig sind, vielfach plötzlich auskeilen und immer wieder kleinere Schiefergneislagen enthalten.

Bei der Reutlinger Hütte auf der Wildebene enthält der weniger stark mitgenommene porphyroblastische Biotitgranitgneis nur ganz feine Biotite, die teilweise chloritisiert sind. Daneben kommen reichlich ganz kleine Feldspatungen und zahlreiche Quarzknuauern vor. Auch S ober dem Pflunsee, wo sich die beiden Granitgneiszüge vereinigen, treten innerhalb dieser einzelne sehr dünne Schiefergneislagen auf, die sich aber im Streichen nur auf ganz kurze Strecken verfolgen lassen.

Die Schiefergneise der Wildebene führen auch die von H. P. Cornelius ausführlich beschriebenen Andalusite (3). Diese finden sich an den Abhängen W der Reutlinger Hütte, in der Umgebung des Pflunsees und N unter den Pflunspitzen ziemlich häufig. Einzelne Andalusitkristalle treten auch in dem Gebiet W davon nicht allzu selten auf, so z. B. SSO unter der Oberen Gaflunaalpe um 1860 m. Etwas N unter der Reutlinger Hütte steht am Wege in zirka 2380 m in den Schiefergneisen eine ganz dünne Amphibolitlage mit Brauneisen an. ONO ober P. 2398 wurde in 2430 m eine Kluffüllung aus Gneisstückchen mit großen Kalzitkristallen als Bindemittel beobachtet.

N P. 2266 und N Gafluner Winterjöchl sind nicht mehr alle Lagen des Biotitgranitgneises ganz typisch. Auch die teilweise Chloritisierung der Biotite trägt dazu bei. Häufig treten hier ganz dünne Lagen auf, die dem porphyroblastischen Granitgneis schon recht ähnlich sehen. Trotzdem muß man hier das Gestein als ganzes noch als Biotitgranitgneis bezeichnen. Gegen den Ostrand des Kares „Schaftäl“ (SSO Eisentalerspitze) kommen besonders in den mittleren Partien Lagen vor, denen der Biotit fast fehlt. Dafür treten die Lagen von porphyroblastischem Biotitgranitgneis häufiger auf. SSW unter P. 2426 sind die typischen Biotitgranitgneislagen schon fast restlos verschwunden. Das Gestein ist hier im Streichen gegen W allmählich in einen porphyroblastischen Biotitgranitgneis übergegangen. Dieser baut hier die unteren Abhänge auf der Nordseite des Pfluntales auf und keilt bei der Putzkammeralpe aus. W davon ist ein weiterer kleiner solcher Gesteinszug, der im westlichen Teil im Liegenden und Hangenden von migmatitischem Granitgneis umgeben wird. Auch hier sind die Verzahnungen dieser Gesteine miteinander (Taf. XI) gut zu erkennen. Im östlichen Teil spaltet sich der porphyroblastische Biotitgranitgneis in zwei Äste, die gegen 500 m nach O ziehen und z. T. diskordant den Schiefergneisen zwischengelagert sind.

Am Südgrat der Eisentalerspitze (Profil 4) sind den Schiefergneisen mehrere porphyroblastische Biotitgranitgneiszüge zwischengelagert. Auch im Gebiet W davon bis zur Unteren Gaflunaalpe treten noch mehrfach diese Gesteine innerhalb der Schiefergneise (Taf. XI) auf. Im dritten Graben O der oberen Alpe enthält dieses Gestein reichlich kleine, etwas dickere Biotite. O P. 2202 steht geringmächtiger Biotitgranitgneis an. Im ersten Graben W dieses Punktes trifft man in 2040 m einen 1 m und in 2050 m einen mehrere Meter mächtigen migmatitischen Granitgneis. Diese beiden

Vorkommen mußten in der Karte als eine Lage ausgeschieden werden. Dieses Gestein tritt hier auch NW, N und NO der Unteren und NW der Oberen Gaflunaalpe auf. Im zweiten Graben W der oberen Alpe treten zuunterst unter den etwas granathaltigen Schiefergneisen noch einige Lagen von Biotitfleckengneisen auf. Im nächsten Graben W davon steht um 1840 m ein sehr feinkörniger zweiglimmeriger Augengneis mit nur wenige Millimeter großen Feldspatäugen an. W davon ist noch ein ganz kleines Vorkommen dieses Gesteins. S und SW der Oberen Gaflunaalpe verwittern die Schiefergneise ganz wallförmig. Die vielfach langen, schmalen und steilen Wälle, die im obersten Teil meist von Moränenschutt bedeckt werden, bestehen, wie gute Aufschlüsse erkennen lassen, aus anstehendem Schiefergneis.

Der von der Unteren Gaflunaalpe durch das Gaflunatal in den obersten Teil des Pfluntales hinüberziehende zweiglimmerige Augengneis ragt an verschiedenen Stellen deutlich als Hügelzug über den Talboden empor. Dieser Gesteinszug kann aber nicht mit dem Augengneisvorkommen N davon bei P. 2266 in Verbindung gebracht werden. Von dem N anschließenden Biotitgranitgneis bzw. porphyroblastischen Biotitgranitgneis (weiter im W) ist der Augengneis teilweise durch eine dünne Lage von Schiefergneisen getrennt. SO unter P. 2053 N „Am Mutt“ tritt zwischen den Schiefergneisen und den Augengneisen erzhaltiger Amphibolit auf, an dem sich Spuren eines alten Bergbaues erkennen lassen. Im Graben N der Einmündung des Gaflunabaches in die Litz finden sich im Augengneis einzelne schwarze Turmaline.

S davon folgt jene Zone von Biotitfleckengneisen, die weiter O in großer Mächtigkeit den Höhenrücken Trostberg—Muttberg (14, S. 320) aufbaut, nach W zu aber viel an Mächtigkeit verliert, besonders W der Unteren Dürrwaldalpe. W davon baut sie den Hang zwischen Ronnen- und Alpgueßalpe auf, zieht über den Augstenberg, wo ihr ONO unter P. 2114 wenig mächtiger Muskowitaugengneis zwischengeschaltet ist, zum Grasjoch und von hier gegen SW hinab und vereinigt sich weiter unten mit den N ober St. Gallenkirch in großer Ausdehnung anstehenden Biotitfleckengneisen.

Die nördlichsten Lagen des Biotitfleckengneises sind zwar noch etwas quarzitisches, unterscheiden sich aber dennoch ganz gut von den Schiefergneisen. Bei P. 1900 (Fanesklaalpe) findet sich ein kleines Amphibolitvorkommen in diesem Gestein. Den Biotitfleckengneisen sind nicht selten dünne Biotitschieferlagen zwischengeschaltet. Ober dem kleinen See (N P. 1879) bei der Freschalpe findet sich ein nur ein paar Dezimeter dicker weißer feinkristalliner Marmor. Dieser See wird von der Bevölkerung als „Pfannensee“ bezeichnet, während der Pfannensee der Spezialkarte „Langer See“ genannt wird.

O P. 2045 (O von „Am Mutt“) geht ein bis 3 m mächtiger NNW-SSO streichender und 55° O fallender Gang von weißem Quarz quer durch die Biotitfleckengneise. Auch der Quarzit N unter dem Lutterseeberg in 1880 m streicht ähnlich quer zu den Gneisen. Zwischen P. 2400 und P. 2045 verwittern die Biotitfleckengneise am Bergrücken N der Litz unter 2300 m bis tief hinab deutlich wallförmig. Die Wälle lassen sich mitunter einige 100 m weit verfolgen. Mitunter häufen sich an diesen

Wällen auch heruntergefallene Blöcke an. Es handelt sich dabei aber nicht um Moränenwälle, da Erratika nur ganz vereinzelt vorkommen. Auch N der Freschhütte und NNO ober P. 1711 in 1840 *m* handelt es sich nicht um Moränenwälle, wie man der Form nach vielleicht schließen könnte, sondern um anstehendes Gestein.

S zwischen P. 2121 und dem Gafner Winterjöchel ändert sich das Streichen und Fallen sehr stark, da die Biotitfleckengneise hier teilweise heftig gefaltet sind. Zwischen 2500 *m* N des Kammes und P. 2653 ist das Gestein durchwegs so intensiv gefaltet, daß nur mehr die Faltenachsen meßbar sind. Dies ist noch an vielen anderen Stellen, besonders am Kamm W davon der Fall. Am Mutberg fallen die Biotitfleckengneise, soweit eine Bankung erkennbar ist, um 60° S. Am Kamm zwischen Trostberg und P. 2653 ist eine mächtige Falte zu sehen, deren Achse ziemlich parallel zum Gratverlauf streicht und um 30° W fällt. N ober der Freschalpe fallen die stark gefalteten Biotitfleckengneise z. T. ziemlich flach N, S der Alpe stehen sie durchwegs sehr steil (Profil 2 und 5). Im Graben N unter der Käfernalpe sind die Biotitfleckengneise um 1740 *m* und im zweiten Graben O davon um 1780 *m* und 1520 *m* stark gefaltet und gestört. N unter P. 2037 (NNW Wannenköpfe) ist das Gestein etwas diaphoritisch.

Nach S schließt an die Biotitfleckengneise zwischen dem Schönferwalltal und der Oberen Dürrwaldalpe unvermittelt die mächtige Zone der Biotitgranitgneise an (14, S. 322), die den Valschavielkopf und den Kamm der Schwarzen Wand aufbaut. Auch W des Madererspitzes bilden die Biotitgranitgneise mit den Gipfeln Dürrekopf, Roßberg, Pizzeguter Grat und Geisterspitz wieder den Hauptkamm. Zwischen P. 2037 (N Eisernes Tor) und P. 1798 fallen die Granitgneise an ihrer Nordgrenze meist steil N (Profil 2), weiter W davon fast durchwegs mehr oder weniger steil S (Profil 5 und 7). Am Augstenberg treten zwischen den Biotitfleckengneisen und den Biotitgranitgneisen mächtige zweiglimmerige Augengneise auf, denen an ihrem Nordrande eine dünnere Biotitgranitgneislage zwischengeschaltet ist. Diese Augengneise reichen in großer Mächtigkeit bis zur Käfernalpe und keilen O davon rasch aus. Im Liegenden der Augengneise steht bei dieser Alpe Biotitgranitgneis an, der an die Biotitfleckengneise N darunter grenzt. Bei P. 1964 SO dieser Alpe reichen die Biotitfleckengneise viel weiter nach S hinauf und grenzen hier wie auch N unter dem Lutterseeberg an den Biotitgranitgneis. W der Oberen Dürrwaldalpe ist den nördlichen Lagen des Biotitgranitgneises zweiglimmeriger Augengneis zwischengelagert. S des Pizzeguter Grates ist dem Biotitgranitgneis ein mächtiger zweiglimmeriger Augengneis zwischengelagert, der NW unter dem Dürrekopf gegen O ganz auskeilt. Hier und auch W des Sees NW unter P. 2412 sind die beiden Gesteine z. T. stark diaphoritisch. Auch am Lutterseeberg ist dem Biotitgranitgneis zweiglimmeriger Augengneis zwischengelagert, der aber etwas arm an Biotit ist. Während die Biotitgranitgneise sonst fast immer gut gebankt sind, ist der hier S davon folgende bis weit nach S hinauf ungebankt, aber ziemlich stark gefaltet. Am Geisterspitz ist dieses Gestein teilweise sehr stark geschiefert. Auch an der Südgrenze der Biotitgranitgneise stehen zweiglimmerige Augengneise an, die im S gegen die Amphibolitmasse des Madererspitzes

grenzen. An der Nordgrenze der Amphibolite wechsellagern mit diesen einige dünne Schiefergneislagen mit Feldspatknotten und einige dünne Augengneislagen, die hier aber ziemlich reich an Biotit sind. Der Tolleispitz ist nicht 2514 *m* hoch, sondern eher 2574 *m*, da er P. 2559 deutlich überragt.

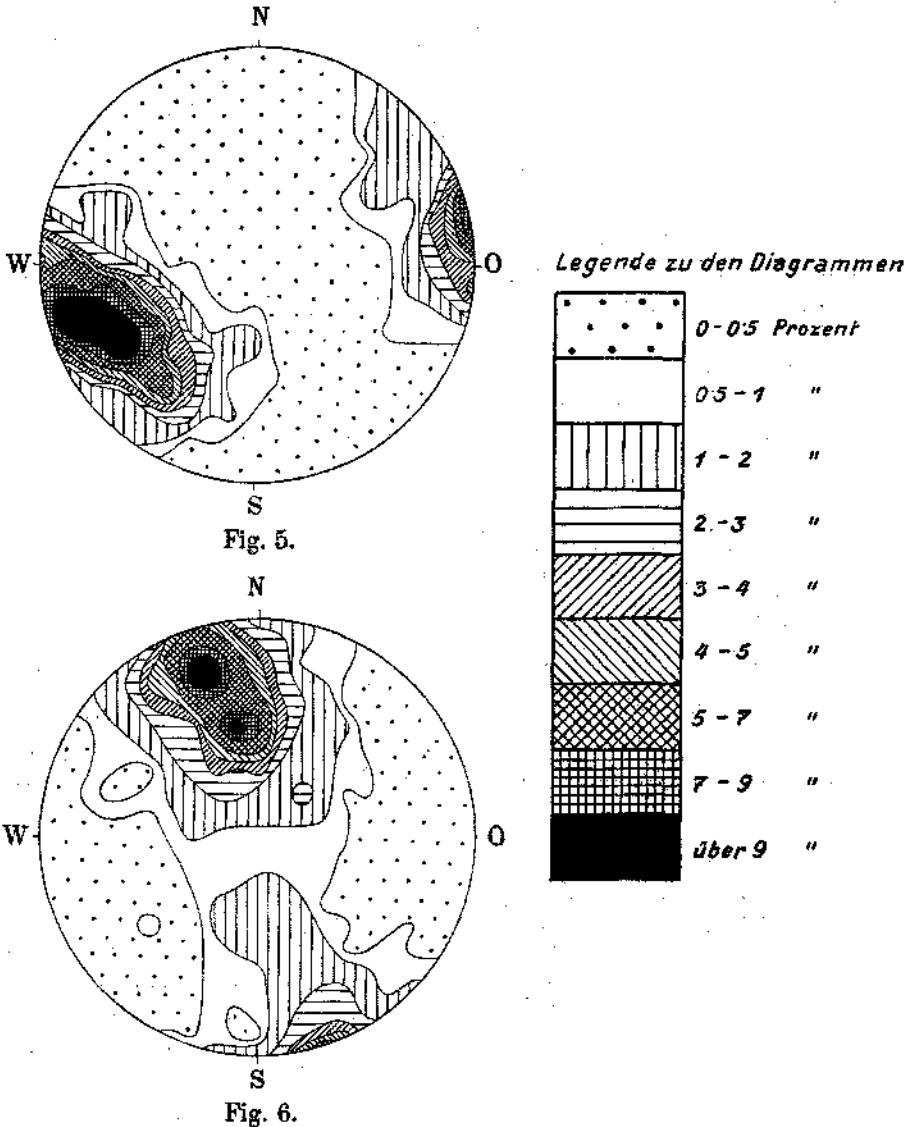
Der Biotitgranitgneis, in dem auch S der Litz mitunter Lagen mit chloritisierten Biotiten vorkommen, enthält N P. 2544 (NO Madererspitze) in 2360 *m* eine nur wenige Zentimeter dicke ganz grobfaserige Lage. Etwas W unter P. 2311 (NO Eisernes Tor) wurden in 2240 *m* im Schutt Biotitgranitgneisstücke mit kleinen Einschlüssen von Graphit beobachtet.

An jüngeren Störungen ist neben vielen kleineren Verwerfungen das Abrutschen der Biotitfleckengneise N unter der Bärenalpe zu erwähnen. Von dem in großer Mächtigkeit O der Bärenalpe anstehenden Muskowitaugengneis ist W des Waldrandes nur mehr ein wenige Dezimeter breiter Streifen eines ganz mylonitisierten Gesteins zu sehen, das aus grauem zähem Lehm besteht, der nur mehr ganz verquetschte helle Quarzstücke enthält. Dieser Lehm wird von zerrüttetem Biotitfleckengneis unter- und überlagert. Die großen Blöcke bei der Bärenalpe gehören wohl keiner Blockmoräne an, sondern sie stellen den obersten Teil der zerrütteten Biotitfleckengneismasse dar, die mindestens 200 *m* weit nach N über die Muskowitaugengneise abgerutscht ist und diese auf einer größeren Strecke bedeckt. N ober der Oberen Wasserstubenalpe ist eine größere Schiefergneismasse gegen S abgerutscht. Das Gestein der abgerutschten Scholle ist wohl stark zerrüttet, hat aber gleich wie der Biotitfleckengneis unter der Bärenalpe seinen Zusammenhalt noch teilweise bewahrt. Hier ist der Abrutschrand noch ganz gut erkennbar.

Die an den Gesteinen der Silvrettadecke eingemessenen Streckachsen sind auf Tafel XI dargestellt. Ober P. 2306 (SO Albonkopf), W vom Gaffner Winterjöchl, SO P. 2398 (Wildebene), an der Straße beim Frattner Tobel und an anderen Stellen ist ein stärkeres Pendeln der Streckachsen zu beobachten. S unter P. 2525 (Muttberg) sind die Achsen um 2250 *m* leicht wellig verbogen und fallen hier flach O. Am rechten Ufer des Nenzigastbaches um 1750 *m* fallen die Achsen am östlichen Hang weiter oben ziemlich flach und weiter unten steiler gegen W ein. Hier kann man ein ziemlich stark bogenförmiges Abbiegen der Achsen gegen den Bach hinab deutlich erkennen. Im dritten Graben O P. 1866 (Käfernalpe) sind die Streckachsen um 1520 *m* schon auf Strecken von wenigen Metern stark verbogen.

Am Zamangbach sind die Streckachsen in 1660 *m* stark geknickt, indem die zunächst flach S fallenden Achsen plötzlich steil gegen S abbiegen und nach einer ganz kurzen Strecke ebenso unvermittelt wieder ihre frühere Lage einnehmen. Um 1700 *m* treten wieder mehr OW streichende Achsen auf. Darunter sind die Biotitfleckengneise stark gestört. Auch mylonitisches Material liegt hier herum. Darüber sind in 1720 *m* zwei Systeme von Streckachsen (= B-Achsen) zu beobachten, die in einer etwa N 46° O corr. streichenden und 53° S fallenden Schieferungsebene liegen. Auf Taf. XI sind solche Achsen als sich kreuzende Pfeile hervorgehoben.

SO ober der großen Felsstufe des Albonabaches findet sich in 1970 *m* im Schiefergneis eine Stelle mit zwei *B*-Achsen. Die Schieferungsfläche streicht hier N 78° O corr. und fällt 75° S. SO unter P. 2531 (WSW Eisentalersp.) sind im Muskowitaugengneis in 2330 *m* an einer größeren Felswand sehr deutlich zwei Systeme von *B*-Achsen wahrzunehmen. In einer N 73° O corr. streichenden und 75° S fallenden Schieferungs-



ebene liegt eine Streckachse, die 50° W fällt, und eine Faltenachse, die 10° O fällt. Das Gestein wurde hier || zur Faltenachse leicht gewellt.

Am Gstansjoch wurden im Glimmerschiefer ganz undeutliche *B*-Achsen beobachtet, die gegen 70° W fallen. Im Graben W Rauh Bertle fallen die *B*-Achsen um 1100 *m* noch ziemlich flach gegen W ein, unter 1060 *m* wird das Einfallen aber immer steiler gegen W.

Nachdem die eingemessenen *B*-Achsen auf Taf. XI eingetragen waren, wurden sie auch mit Hilfe der flächentreuen Azimutalprojektion darge-

stellt. Bei den folgenden Diagrammen ist zu beachten, daß es sich um die Darstellungen einer unteren Halbkugel, von innen gesehen, handelt. Das Diagramm Fig. 5 wurde durch einprozentige Auszählung der Durchstichpunkte von 231 *B*-Achsen gewonnen.

Zunächst wurden die *B*-Achsen aus der Phyllitgneiszone und die aus dem hier besprochenen Teil der Silvrettadecke gesondert eingetragen. Dabei ergab sich, daß die *B*-Achsen der Phyllitgneiszone im Streichen ungefähr gleich stark pendeln wie die übrigen Achsen, daß sie aber durchwegs flacher, meist zwischen 0 und 30° einfallen. Auffällig ist auch noch, daß von der beträchtlich geringeren Zahl der Achsen aus der Phyllitgneiszone fast ebenso viele gegen 0 einfallen wie von den Achsen aus der Silvrettadecke. Nachdem sich keine größeren Abweichungen der beiden Diagramme ergeben hatten, wurden sie vereint. In dem Diagramm Fig. 5 tritt nur ein sehr starkes Maximum (13%) ungemein deutlich hervor. Dieses Maximum entspricht *B*-Achsen, die N 50° O bis N 80° O corr. streichen und 0 bis 40° W fallen. Hier bestätigt sich wieder die schon beim Kartieren gemachte Beobachtung, daß die *B*-Achsen meist um so steiler gegen W einfallen, je stärker sie von der O-W-Richtung gegen die N-S-Richtung hin abweichen.

Auch die gemessenen Schieferungsflächen wurden mit Hilfe derselben Projektion dargestellt. Das Diagramm Fig. 6 wurde durch einprozentige Auszählung der Normalen-Darstellung von 425 Schieferungsflächen gewonnen. Auch hier wurden zunächst die Schieferungsflächen aus der Phyllitgneiszone getrennt von denen der Silvrettadecke dargestellt. Da sich aber keine Abweichungen ergaben, wurden die beiden Diagramme wieder vereint. Auch in dem Diagramm Fig. 6 tritt nur ein sehr ausgeprägtes Maximum auf, das im Fallen etwas auslappt. Dieses Maximum entspricht Schieferungsflächen, die N 64° O bis N 96° O corr. streichen und zwischen 90 und 32° S fallen. Dabei sind die Lagen zwischen 76 und 60° S und zwischen 45 und 40° S noch etwas häufiger.

Zusammenfassung.

In der vorliegenden Arbeit werden die Aufnahmesergebnisse in dem W der Grenze zwischen Tirol und Vorarlberg liegenden Teil der Ferwallgruppe vorgelegt, der im S durch eine vom Valschavielkopf nach St. Gallenkirch verlaufende Linie begrenzt wird. Zunächst wird der Verlauf der Grenze zwischen den nördlichen Kalkalpen und dem Kristallin zwischen Stuben am Arlberg und dem Montafon beschrieben, dann die S davon folgende Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer mit ihren tektonischen Einschaltungen von Grauwackengesteinen und Verrukano. Hierauf folgt die Beschreibung der Grenze zwischen den Phyllitgneisen und den Gesteinen der Silvrettamasse. An einigen Stellen konnte hier eine Überschiebung der Silvrettadecke auf die Gesteine der Phyllitgneiszone, die noch zur Landecker Phyllitzone im weiteren Sinne gehören, nachgewiesen werden. In der Umgebung etwas O vom Kristbergsattel ist die Überschiebung als eine deutliche Reliefüberschiebung zu erkennen.

In dem hier untersuchten Teil der Silvrettadecke haben wir isoklinale Gesteinszonen vor uns, die O—W bis WSW—ONO streichen und deren

Fallen größtenteils mittelsteil bis steil S gerichtet ist. Daneben findet sich aber auch steiles Nordfallen. Im Gebiet W des Wasserstubentales kommen größere Schwankungen im Streichen vor und hier ist auch stellenweise viel flacheres Einfallen gegen S und auch gegen N zu beobachten. Die größten Schwankungen im Streichen und Fallen machen sich in der näheren und weiteren Umgebung der mehr linsenförmigen Vorkommen von Muskowitaugengneisen bemerkbar. Die Abweichungen im Streichen von der O-W-Richtung sind sicher bedeutend größer als G. A. Koch (11, S. 115) annimmt. Ofters stoßen hier auch granitische Massen diskordant an die sie umgebenden Schiefergneise, die dann in der Nähe der Granitgneise meist stark gestört sind. Von besonderem Interesse ist auch die hier häufiger auftretende magmatische Durchtränkung der Schiefergneise und die Verzahnungen der Granitgneise mit den Schiefergneisen.

Bei Betrachtung des Kartenbildes erhält man den Eindruck, daß die große Muskowitaugengneismasse im Wasserstubental SO von Dalaas daran mitbeteiligt war, daß das weiter O mehr OW gerichtete Streichen der Gesteinsserien im westlichen Teil einen WSW—ONO gerichteten Verlauf nahm. Die Richtung der allenthalben verbreiteten Streck- und Faltenachsen ist der Taf. XI und dem Diagramm Fig. 5 zu entnehmen. Dabei ist allerdings zu beachten, wie die angeführten Beispiele mit den zwei verschiedenen *B*-Achsen an einer Stelle zeigen, daß auch die übrigen *B*-Achsen nicht alle einem und demselben System angehören werden. Vielleicht sind darauf die mitunter beträchtlichen Schwankungen der *B*-Achsen im Streichen und Fallen zurückzuführen, da sich im untersuchten Gebiet wenigstens zwei Systeme von *B*-Achsen nachweisen lassen.

Die eigenartigen Ausbuchtungen der Grenze zwischen dem Kristallin und der Grauwackenzone gegen NW N vom Kristbergsattel und NW von Silbertal und die Verstellung der Schollen von Phyllitgneis und Amphibolit im Klostertal O von Danöfen führt O. Ampferer (2) auf die viel jüngere von O gegen W erfolgte Überschiebung der Silvrettamasse zurück, wobei es zu einer randlichen Überfahrung der Lechtaldecke im Rätikon gekommen ist. Auf diese Bewegung ist wohl auch die starke Verbiegung der Schiefergneise und der umgebenden Muskowitaugengneise zwischen Bettler Alpe und Ob. Wasserstubenalpe und das eigenartige Umbiegen des Amphibolits am Grat N der Wormser Hütte (N Kapelljoch) zurückzuführen.

Benutzte Literatur.

1. Ampferer O. und Hammer W. Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Landeck, Wien 1924.
2. Ampferer O. Zur Großtektonik von Vorarlberg. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1932, Bd. 82.
3. Cornelius H. P. Über ein neues Andalusitvorkommen in der Ferwallgruppe (Vorarlberg) und seine regionalgeologische Bedeutung. Zentralblatt für Mineralogie etc., Stuttgart, Jahrgang 1921.
4. Hammer W. und John C. Augengneise und verwandte Gesteine aus dem oberen Vintschgau. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1909, Bd. 59.

5. Hammer W. Die Phyllitzone von Landeck (Tirol). Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1918, Bd. 68.
6. Hammer W. Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Nauders, Wien 1923.
7. Hammer W. Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Ötztal, Wien 1929.
8. Hammer W. Zur Umgrenzung der Ötztaler Alpen als Schubdecke. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1931.
9. Koch G. A. Reisebericht Nr. 1: Aus dem Montafon. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1876.
10. Koch G. A. Ein Beitrag zu den geologischen Aufnahmen im Rätikon und in der Silvrettagruppe. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1877.
11. Koch G. A. Zur Geologie des Montafoner Tales. (Separatabdruck aus Otto Pfister's „Das Montafon mit dem oberen Paznaun“. Lindau und Leipzig 1882).
12. Koch G. A. Die Abgrenzung und Gliederung der Silvrettagruppe. Wien 1884.
13. Peltzmann I. Silurnachweis durch einen Graptolithenfund in der Grauwacke Vorarlbergs. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1932.
14. Reithofer O. Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe I. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1931, Bd. 81.
15. Reithofer O. Glazialgeologische Untersuchungen in der Umgebung südlich des Arlbergpasses. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1933, Bd. 83.
16. Richter M. Der ostalpine Deckenbogen. Eine neue Synthese zum alpinen Deckenbau. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1930, Bd. 80.
17. Richter M. Die Struktur der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Stuttgart 1930, Beilagebd. 63, Abt. B.

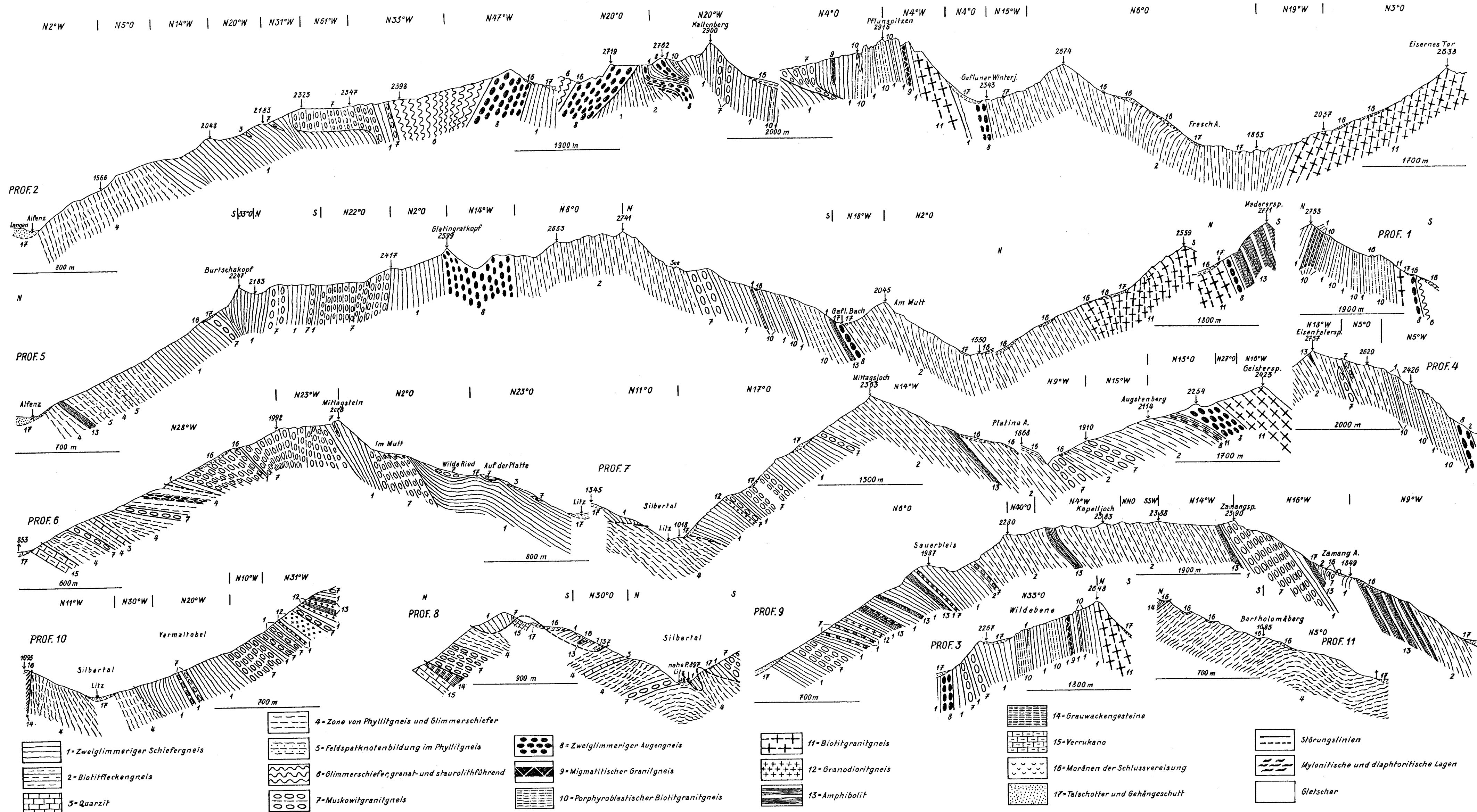
Geologische Profile aus der Ferwall-Gruppe.

Maßstab 1:25.000.

Aufgenommen von O. Reithofer 1930—1934.

Tafel X.

Otto Reithofer: Geologie der Ferwall-Gruppe II.



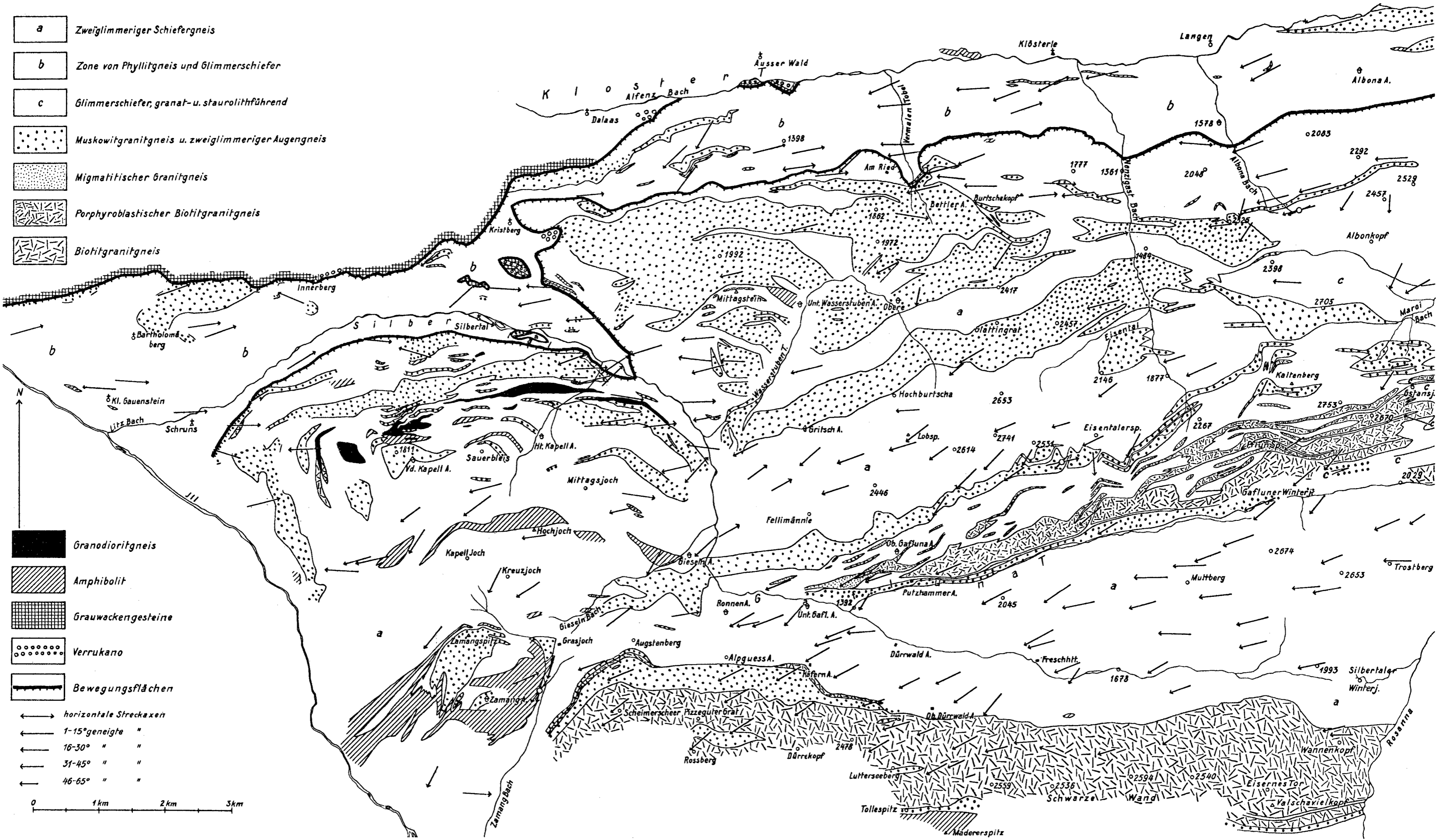
Geologische Karte der westlichen Ferwall-Gruppe.

Maßstab 1:50.000.

Aufgenommen von O. Reithofer 1930-1934.

Otto Reithofer: Geologie der Ferwall-Gruppe II.

Tafel XI.



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1935

Band/Volume: [85](#)

Autor(en)/Author(s): Reithofer Otto

Artikel/Article: [Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe II 225-258](#)