

Paläozoikum im Poßruck.

Von Franz Heritsch.

Das Verdienst, im Poßruck Paläozoikum nachgewiesen zu haben, fällt Winkler zu. Bei Gelegenheit von zwei Exkursionen, zu welchen mich Winkler eingeladen hatte, lernte ich unter seiner Führung das Paläozoikum kennen. Die Ergebnisse der beiden Exkursionen werden auf Wunsch von Herrn Kollegen Winkler in den folgenden Zeilen niedergelegt, wobei bemerkt sein möge, daß der tektonische Zusammenhang und alle nicht stratigraphischen Beziehungen in der folgenden Abhandlung Winklers enthalten sind.

Versteinerungen aus dem Kalk von Altenbach bei Unterhaag (Gemeinde-Steinbruch).

1. *Favosites Ottiliae* Pen. Aus dem grauen Krinoidenkalk. Es liegt ein im Gestein steckender Stock vor, von dessen Begrenzung nichts zu sehen ist. Die Schliffe wurden auf gut Glück durch das Gestein gelegt und sind etwas schief geraten, so daß die Querschnitte der Zellröhren etwas in die Länge gezogen erscheinen. Septen fehlen; die Poren sind einreihig. Die Maße der Zellröhren halten sich innerhalb der bei *Favosites Ottiliae* üblichen Werte (siehe Heritsch, Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, Bd. 138, 1929, S. 202).

Ein unbedingte eindeutiger Schluß ist aus dem *Favosites Ottiliae* nicht abzuleiten, wenn man den Anspruch auf die Festlegung einer bestimmten Stufe des Devons erhebt, da die Art aus den *Barrandei*-Schichten in das untere Mitteldevon aufsteigt (siehe Heritsch, Denkschriften d. Akad. d. Wiss. in Wien, 92. Bd., 1915, S. 585).

2. *Favosites Forbesi* M. E. H. var. *nitidula* Pocta. Ein kleines Fragment eines Stockes, in ausgezeichneter Weise aus dem grauen Krinoidenkalk herausgewittert. Die Form des Stockes ist nicht zu sehen. Bekanntlich gehört die Art zur Gruppe mit den verschiedenen großen Zellröhren. Die Durchmesser der großen Zellröhren liegen zwischen 0·8 zu 0·8, 0·8 zu 1·1, 0·8 zu 1·2, 0·8 zu 1·5. Dazwischen liegen die sehr kleinen Zellröhren zweiter Kategorie. — Es herrscht eine vollkommene Übereinstimmung mit dem von mir beschriebenen *Favosites* aus dem *ey* von Plankenwart (siehe Heritsch, Verh. d. Geol. Bundesanstalt, 1930, S. 168; Abhandl. d. Geol. Bundesanstalt, XXIII., Heft 2, 1929, S. 97, 98. Taf. VIII, Fig. 895 bis 897).

3. *Striatopora* sp. Aus dem grauen Krinoidenkalk von Altenbach liegen sieben Gesteinsstücke vor, welche angewitterte Striatoporen zeigen.

Ein Gesteinsstück führt sie in solcher Zahl, daß man von einem Striatoporenkalk sprechen kann. In einen Dünschliff sind sie nicht gut zu bekommen und daher sind sie artlich nicht zu diagnostizieren. Ganz sicher ist es weder die *Striatopora Suessi* aus den *Barrandei*-Schichten noch eine der aus dem Grazer Mitteldevon bekannten Arten. Dagegen herrscht die größte Übereinstimmung mit der *Striatopora* sp., welche ich aus dem $e\gamma$ der Karnischen Alpen beschrieben habe (Abhandl. d. Geol. Bundesanstalt, XXIII., 1929, S. 98, 99). Auch bei dieser sind die Zelloberflächen sehr fein und die Gesamtbreite schwankt zwischen 3 und 4 mm.

Aus den angeführten Versteinerungen geht hervor, daß zwei Stufen vertreten sind: das Unterdevon (in welchem *Favosites Ottiliae* die größte Häufigkeit erreicht, also die *Barrandei*-Schichten) und das $e\gamma$, welches nach dem neuesten Stande der Frage nach dem Alter der ehemaligen Stufe F_1 von Böhmen in das unterste Devon gehört (beiläufig gleich dem Downton und den Gedinnien). Im Felde kann man diese beiden Stufen wegen der petrographischen Gleichheit der Gesteine sicher nicht trennen. Ihre enge Verbindung wird als ein Zeugnis einer energischen Tektonik gewertet werden müssen.

Westlicher Altenbachgraben.

Im westlichen Altenbachgraben tritt eine Gesteinsserie auf, welche zwar noch keine Versteinerungen geliefert hat, aber so charakteristisch ist, daß Alterbestimmungen mit einiger Wahrscheinlichkeit angedeutet werden können. Man beobachtet, wie Winkler genauer beschreibt, an einer Stelle Kieselschiefer und Lydite; solche Gesteine kennt man aus dem alpinen Paläozoikum nur aus dem Silur. Darüber liegen gelbgraue Kalke mit Krinoiden — wohl Devon. In der Nähe des schluchtartigen Risses, wo diese Gesteine aufgeschlossen sind, liegen im östlichen Quellast des Grabens schwarze Kalke von der Art des Kalkkalkes und darüber — nach einer kurzen aufschlußlosen Strecke — rote Netzkalke von der Art der Goniatitenkalke der Karnischen Alpen. Das Vorkommen dieser Kalke macht es wahrscheinlich, daß auch im Poßruck zwei faziell verschiedene Serien des Altpaläozoikums vorhanden sind. — Etwas phyllitische, teilweise stark sandige Tonschiefer, geschieferte Sandsteine mit Glimmerschuppen und Lagen von grauen Sandsteinen sind als Karbon anzusprechen; sie gleichen vollkommen dem fossilführenden Karbon der Umgebung von Graz und den sogenannten Hochwipfelschichten der Karnischen Alpen und Karawanken.

Oberer Nenberggraben.

Winkler fand hier im anstehenden Fels eine Koralle. Es ist ein sehr großer Stock von *Favosites styriacus*, von dem nur ein fast kopfgroßes Stück herausgeschlagen wurde. Er ist so charakteristisch, daß er nicht beschrieben zu werden braucht. Damit ist Unterdevon (Schichten mit *Heliolites Barrandei*) nachgewiesen.

Profil bei dem Gehöft Ploschnig bei Arnfels.

1. Grünschiefer mit Hornblendestecken, gleich den Grünschiefern unter dem Caradoc bei Graz (z. B. Peggau, Göstinger Graben). 2. Rote und grüne Tufflagen im Wechsel, gleich den Diabastuffen des Unterdevons bei Graz; hier auch rote Tonschiefer wie im Kalk bei Altenbach. 3. Blaugraue Krinoidenkalke, gleich dem liegenden Kalk bei Altenbach (*eγ* oder *Barrandei*-Schichten). 4. Schwarze Gesteine wie unter 6. 5. Gelbe, stark zerrüttete Dolomite, wohl nicht unterdevonischen Alters, dem Aussehen nach eher Dolomite des Mitteldevons. 6. Schwarze Tonschiefer und schwarze Sandsteine. Beide sind dem Karbon der Dult bei Gratwein vergleichbar, nur ist ihre Umwandlung etwas höher, als es dort der Fall ist. Die Tonschiefer haben einen ganz leichten, kaum merkbaren serizitischen Anflug auf den Schichtflächen und sind nicht so ebenschieferig als jene der Dult — sie sind tektonisch mehr beansprucht worden. Der Sandstein ist etwas dichter als jener des Karbons bei Graz und hat eine Neigung gegen den quarzitischen Zustand. 7. Werfener Schichten.

Profil nördlich des Kogelbauern-Gehöftes bei Arnfels.

1. Grünschiefer, gleich jenen des Göstinger Grabens, mit Phylliten in Verbindung wie im Paläozoikum von Graz (z. B. Platte—Lineck, Peggau). 2. Grünliche Sandsteine, gleich den Sandsteinen des Caradoc von Gösting oder Peggau, aber etwas stärker umgewandelt als diese und daher mit Neigung gegen den quarzitischen Typ. 3. Diabastuffe und Tuffite von rotvioletter und grünlicher Farbe, aus feinerem Material bestehend als im Grazer Paläozoikum.

Allgemeine Bemerkungen zum Paläozoikum des Remschenigg.

Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß das Paläozoikum des Remschenigg direkt an das Paläozoikum von Graz anzuschließen ist. Sowohl die wenigen Fossilien als auch die ganze Art der Entwicklung bezeugen dies. Die sicher vorhandenen Unterschiede können, da sie durch später — wohl tektonisch -- erworbene Umstände erzeugt worden sind, die Parallele nicht stören. Folgende Verschiedenheiten sind hervorzuheben:

1. Ganz allgemein ist die Umwandlung etwas stärker, als es in den tektonisch höchsten Teilen des Grazer Paläozoikums der Fall ist. Die Umwandlung ist aber bei weitem nicht so stark, daß sie den Hiatus zwischen den Grünschiefern und Phylliten einerseits, dem sicher stratifizierbaren Paläozoikum andererseits hätte verwischen können.

2. Die durchaus wesentlich geringere Mächtigkeit der paläozoischen Schichten kann eine primäre Eigenschaft sein, kann aber ebenso auch auf tektonischem Wege erreicht worden sein.

3. In keinem Profil ist eine geschlossene Schichtfolge vorhanden. Von der stratigraphischen Folge des Grazer Paläozoikums fehlen die Sandsteine und Dolomite des unteren Unterdevons, die Korallenkalke des Mitteldevons. Das können stratigraphische Lücken sein, aber es kann sich auch um ein tektonisch bedingtes Ausfallen handeln — was bei dem hohen Grad der Störungen immerhin in Betracht gezogen werden muß.

4. Die kalkigen Glieder des Paläozoikums zeigen einen Grad von Umformung mit Bruch, welcher in den meisten Fällen eine tektonische Brekzienbildung bewirkt hat.

Das Paläozoikum des Poßruck (Hemschenigg) ist ein wichtiges Bindeglied zwischen dem Gebiet von Graz und den Karawanken—Karnischen Alpen. Alle Schichtglieder, welche im Poßruck erscheinen, treten in den Karnischen Alpen auf — daß man sie aus den Karawanken noch nicht vollständig kennt, liegt nicht an ihrem Fehlen, sondern an dem noch ungenügenden Zustande der Erforschung, weil man bezüglich der paläozoischen Schichten der Karawanken eben fast ganz auf Literatur angewiesen ist, welche mehr als 30 Jahre zurück liegt.

Es wird eine Angelegenheit einer besonderen Untersuchung sein müssen, ob die geringe Mächtigkeit des Paläozoikums des Poßruck eine kausale Beziehung zu der Rolle des Gebietes als Verbindungsregion der großen paläozoischen Territorien von Graz und der Südalpen hat oder nicht. Ebenso wird es einer neuen Untersuchung bedürfen, ob nicht auch andere Verbindungsglieder zwischen den genannten großen paläozoischen Gebieten bestehen.

Gesteine der Umgebung von Leutschach und Arnfels in Steiermark.

Von Franz Angel (Graz).

Vornehmlicher Zweck der folgenden Abhandlung ist die gesteinskundliche Anklärung über schwieriger deutbare und besonders interessante Gesteine eines Kristallinstreifens von Südsteier, dessen Material mir Herr Kollege Winkler-Hermaden anvertraut hat. Ich habe unter seiner Führung auch selbst gesammelt und die Gegend kennen gelernt. Im übrigen wolle der Leser Winklers Arbeit: Das vortertiäre Grundgebirge im österreichischen Anteil des Poßruckgebirges usw. (dies. Jahrbuch S. 19—73) zum Vergleich und zur näheren Einsicht heranziehen.

Gliederung.

Bei der praktischen Gliederung des Materials ging ich so vor:

1. Ich suchte mir zunächst die leichter erkennbaren Formen und Abkömmlinge basischer Massengesteine heraus. Es ließ sich innerhalb der ausgesonderten Stücke eine Zweiteilung vornehmen in *A)* Diabasische Gesteine, zusammengefaßt in der Diabas-Gruppe. *B)* Amphibolite verschiedener Arten, zusammengefaßt in der Amphibolit-Gruppe. Leitend war hiebei für mich die praktische Erfahrung an grünen Gesteinen, die ich in allen Teilen der österreichischen Alpen gesammelt habe.

2. Im umfangreichen, verbliebenen Rest schritt ich an die Aussonderung saurer Massengesteine einschließlich Gangfolge bezw. deren Abkömmlinge. Es stellte sich heraus, daß nur Pegmatite auszusondern waren. Schon bei dieser ersten Aufteilung führte die Entwicklung von unverletzten Pegmatiten zu grob- bis feinmylonitischen abgeleiteten Formen.

3. Aus dem verbliebenen Rest wurden Sedimentabkömmlinge auszulesen getrachtet. Ich erhielt hier eine außerordentlich einfache und leicht zu überschauende Gliederung: Altkristallin und weniger hochmetamorphe Phyllite ließen sich zu zwei Haupttypen aussondern. Ihnen stehen Tonschiefer und lockere Sedimente gegenüber. Haupttypus der altkristallinen Schiefer des Gebietes ist der Rinegger Schiefertypus: Quarzige Phyllite mit graphitspeichernden Muskowitporphyroblasten.

Ihnen stehen leicht unterscheidbar die gemeinen Phyllite gegenüber, welche ich zum Unterschied von den ebenfalls leicht abzutrennenden Tonschiefern, die nur gelegentlich etwas phyllitisch werden, aber auch dann noch immer unterscheidbar bleiben, als ältere Phyllitgruppe klassifiziert habe. Die Tonschiefergruppe habe ich der Phyllitgruppe angehängt.

Nun verblieb aber noch ein sehr ansehnlicher Rest. Damit wurde folgendermaßen verfahren: 1. Die restlichen Grüngesteine wurden nun genauer untersucht, mittels Dünnschliffvergleichs und chemischen Proben die Einteilung ermöglicht.

Hiebei konnten die meisten Grüngesteine entweder bei den Diabasen oder bei den Amphiboliten untergebracht werden. Ein kleiner Teil aber erwies sich als zu Kalksilikatschiefern II. Tiefenzone (also Paragesteinen) gehörig (Spitzmühle) und wurde abgetrennt. Nun war der Rest grüngesteinsfrei, wenn man von den leicht erkennbaren, wenigen grünen Tonschiefern absieht.

Im Rest konnte nun weiters noch leicht eine Gruppe von Marmoren, meistens mit beigemengten, verschiedenartigen Gesteinskomponenten abgeschieden werden.

Ferner ließen sich ein paar altkristalline Quarzite aussondern.

Ein paar kalkige Gesteine und Kalksteine verlangten Zuordnung zur älteren Phyllitgruppe, darunter ein Kalkphyllit (Spitzmühle) und ein Karbonatquarzit (Toppler). — Hingegen gehörte ein gewisser Sandstein (Altenbachgraben) zur Tonschiefergruppe als Serienglied und auch versteinierungsführende Kalke verlangten in Hinsicht auf ihren kristallinen Zustand die Zuordnung zur Tonschiefergruppe.

Der nunmehr verbliebene Rest machte der Deutung größere Schwierigkeiten. Es mußte Stück für Stück untersucht und geprüft werden. Zunächst ergab sich, daß sich in diesem Rest keine primär neuen Gesteinsgruppen oder Typen mehr verbargen. In dieser Hinsicht war nichts mehr herauszufindern. Dann ergab sich, daß dieser Rest sich auf zwei Gesteinsgruppen aufteilen ließ bis auf einen kleinen, abermaligen Rest. Diese zwei Gesteinsgruppen waren 1. die Pegmatite, und 2. die Rinegger Schiefer. Der verbleibende Rest ergab sich alsbald als Umformung von arteritischen Ausgangsgesteinen Pegmatit + Rinegger Schiefer zu Myloniten und Ultramyloniten. Und auch in den vorgenannten Restreihen, die einerseits zu Pegmatiten, andererseits zu den Rinegger Schieferen Einstellung fanden, hat man Mylonite, Ultramylonite und Gangmylonite, gelegentlich sogar mit pseudotachylytischer Äderung vor sich.

Nunmehr verblieb kein fraglicher Rest von Gesteinen mehr und damit zeigte sich die Durchführbarkeit einer recht einfachen systematischen Gliederung der erörterten Gesteinswelt!

Allgemein gesteinskundliche und Sonderergebnisse.

1. Abkömmlinge basischer Massengesteine.

Der Entschluß, die in der Diabas- und Amphibolitgruppe vereinigten Gesteine als Massengesteinsabkömmlinge zu betrachten, erfolgte auf Grund der vergleichenden Gesteinskunde.

Die als Diabase zusammengefaßten Gesteine gleichen in allen hiefür bedeutungsvollen Einzelheiten den mittelsteirischen Diabasen (Graz, Hochlantsch), welche Diabase schon seit längerer Zeit chemisch und mineralogisch näher untersucht und als Massengesteinsabkömmlinge erkannt sind.

Die als Amphibolite zusammengefaßten Gesteine gleichen z. T. im Mineralbestand und den Strukturresten den Gleinalmamphiboliten, z. T. den ganz charakteristischen Korallen-Amphiboliten mit Karinthin, welche beide Amphibolitabteilungen ebenfalls genau untersucht und als Massengesteinsahkömmlinge erkannt worden sind. (Beiderlei Amphibolite sind auf Gabbros und Zugehörige zu beziehen).

Die Parallelisierungsmöglichkeit der Typen wird im folgenden an Beispielen sich zeigen.

1. Diabas-Gruppe.

Der Diabas von Altenbach (Oberhaag) ist in vieler Beziehung ein Gegenstück zu den gabbroiden Hochlantschdiabasen. Er erhält eine recht mächtige Einsprenglingsgeneration, die einstmals bestand aus Olivin, einem diopsidischen Pyroxen und basischen Plagioklasen. Diese war eingebettet in einer Grundmasse aus kleinen Plagioklasindividuen und etwas Glasbasis. Der Olivin liegt heute vor in Gestalt von pilitischen Pseudomorphosen oder auch von Villarsit. Der Pyroxen ist zwar teilweise zerbrochen, aber am wenigsten von allen Gemengteilen der Ergußfazies umgeformt. Er ist derselbe, wie im oben verglichenen Hochlantsch-Diabas: $c:r = 47^\circ$, Pleochroismus in den dünnen Schliffen kaum zu bemerken, immerhin $c =$ grauviolett bis bräunlich, $a =$ farblos, $b =$ fast farblos, graulich. Der Plagioklas erscheint unter ausgiebiger Beteiligung von Klinozoisit und Prehnit dicht gefüllt. Diese Pseudomorphosen sind unverkennbar unter Deformation zustande kommen. Sie deuten auf einen recht basischen Ausgangsplagioklas hin. Nach noch meßbaren Plagioklasresten eines nahen Vorkommens handelt es sich mindestens um basische Andesine bis saure Labradorite. Das stimmt auch zum Verhältnis der Ausscheidungen. Die Grundmasseplagioklase, die eine geflößte Struktur abbilden, sind ebenfalls in gleicher Weise pseudomorphosiert, nur scheinen die Pseudomorphosen weniger Klinozoisit zu enthalten. Eine Wiederholung dunkler Gemengteile in der Grundmasse gibt es nicht.

Bedeutungsvoll ist nun folgender Umstand: Die dunklen Gemengteile Olivin und diopsidischer Pyroxen, bilden z. T. nußförmige Konzentrationen von grobem Korn, nach anderen Beispielen zu urteilen: Einleitung eines squeezing out etwa in Form von Olivin-Pyroxen-Lapillen oder Bomben. Die Restlava enthält dann immer noch Pyroxen-, hauptsächlich aber bereits Plagioklaseinsprenglinge. Das plötzliche Einschnappen der Grundmasse-Kristallisation hat also einen Spaltungsvorgang verhindert, der in der Darstellung anorthositischer Restlaven sein Ende hätte finden sollen. Tatsächlich hat Winkler zwei Gesteinsproben beigebracht, welche dieses Endstadium bedeuten.

Hierher gehört eine halbmetamorphe anorthositische Lava der Diabasgruppe (Schl. 621), Neuberggraben bei Oberhaag. Das Gestein ist äußerlich graugrün, einem feinen Sandstein ähnlich, und läßt Eisen infiltrieren. Der Schliiff zeigt die typisch kleinleistigen Plagioklase mit Andeutung von ophitischer Struktur bei geringem, einst glasigem, feldspatartigem Grundmasseanteil. Die einfach und breit leistenförmig verzwilligten Plagioklase sind Labradorite (50—55 % An). Die Grundmasse

ist später ohne besondere mechanische Deformationen metasomatisch umgewandelt, namentlich carbonatisiert worden. Durch denselben Prozeß sind auch die Einsprenglinge örtlich in verschiedenem Ausmaß angegriffen worden. Unter den Umwandlungsprodukten tauchen auch geringe Mengen Serizit auf. Dieses Gestein hat im Grazer Diabasterrain noch kein Analogon. Hingegen konnte ich es in ganz ähnliche Verfassung im Rhätikon kennen lernen.

Der Diabas von Schmirnberg (Scht. 641), äußerlich grün, dicht, massig, enthält sehr schöne Pseudomorphosen nach Olivin, bestehend aus Villarsit, welche metasomatisch gebildet worden sind, nachdem eine leichte, erststufige Metamorphose bereits einen Teil des Gesteins ergriffen und namentlich mit Chlorit und Karbonat versehen hat. Die Olivin-pseudomorphosen erreichen Hirsekorngroße. Sie zeugen von einer einzigen Einsprenglingsgeneration, welche ziemlich reichlich und groß herangewachsen war. Sie hatte gar nicht Zeit, sich zur Pyroxenformierung umzustellen, denn es erfolgte nach ihrer Fertigstellung der Ausbruch der Lava, verbunden mit so rascher Abkühlung, daß der ganze Gesteinsrest nur mehr z. T. und mikrolithisch kristallisieren konnte. Die Grundmasse besteht ja aus den Resten der nichtmetamorphen Plagioklas-mikrolithen und teilweise auch schon metamorpher Glasbasis (viel Chlorit und Karbonat). Bemerkenswert wären noch die relativ bedeutenden Mengen von Titaneisen in der Basis, sowie in größeren Putzen.

Diabas von Vollmayer, ebenfalls grün und dicht, aber schon schiefrig, ist in der Metamorphose bereits höher: Seine Grundmasse ist zu einem Grundgewebe aus herrschendem Chlorit (Klinochlor) und Epidot umgeformt. Karbonat erscheint daneben nur mehr in geringen Mengen. Das läßt darauf schließen, daß diese Grundmasse einst aus ziemlich bedeutenden Mengen Pyroxen und basischen Plagioklasen bestand. Von letzteren gibt es noch Reste (bas. Andesin). Die Einsprenglingsgeneration ist in diesem Gestein spärlich vertreten: Labradorite mit 54 bis 56 An. Somit liegt ein Gegenstück zu jenen Diabasen vor, die keine Plagioklaseinsprenglinge, sondern solche von dunklen Gemengteilen haben.

Gabbroider Diabas vom Neuberggraben, kommt in mancher Hinsicht den entsprechenden Hochlantschformen am nächsten: Viele große Labradorite, weniger dunkle Gemengteile und diese in Form großer, freilich heute oft zwischen die Labradorite eingequetschter Chlorit-pseudomorphosen bzw. auch Resten von villarsitisierten Olivintrümmern, so daß wohl Pyroxene und Olivine die Generation der einstigen dunklen Gemengteile aufgebaut hatten. Alles in allem aber verblüffend wenig Grundmasse als bezeichnendes Merkmal dieses gabbroiden Typus.

Erwähnenswert ist auch ein Diabasabkömmling aus dem obersten Grabenbachtal, bei dem es sich darum handelte, festzustellen, ob dieses in Phylliten aufgefundene Gestein etwa zu Amphiboliten und nicht zu Diabasen gehörte. Das hellgrüne dichte Gestein mit etwas Schieferung erwies sich einwandfrei als zu den Diabasen gehörig. Man sieht im Mikroskop sehr deutlich die alte Fließstruktur, um so mehr, als nur die dunklen Mineralien umgewandelt (Chlorit und Karbonat) worden sind, während die Plagioklase, die in ziemlich gleichmäßiger Kleinheit

vorkommen, noch gut erhalten sind (Labradorit). Diese Lava hat bereits so ziemlich den Charakter einer Anorthosit-Lava. Es waren also schon primär wenig dunkle Gemengteile da, und wenig *Fe-Mg* im glasig gebliebenen Teig. In das Gestein sind nach seiner Deformation mit den schüchternen Faltungsversuchen auch Karbonate und Quarz eingesiedelt. Man merkt deutlich, daß dies von Spalten aus geschah.

In den Fleckengrünschiefern (Diabastuffen) z. B. jenen vom Altenbachgraben und aus dem Paläozoikum vom Hl. Geistgraben, ist folgende Wahrnehmung zu machen: Das Aschenmaterial, das diese Tuffe aufbaut, ist sehr rein diabasisch und besteht zum größten Teil aus Teilchen basischer Plagioklase und Augite, letztere wieder zum größten Teil chloritisiert und karbonatisiert, und diese Massen sind feinst geschichtet. Nur gelegentlich sind kleine Lapillen eingebacken, die dann aus einer Anzahl größerer Labradoritkörner bestehen (anorthositische Lapillen). Daneben aber wurden einzelne Augite ausgeworfen, vielleicht auch einzelne Olivine, und ebenfalls eingebettet. Die Auswürflinge wurden chloritisiert (Pennin und Karbonat). Durch die leichte Metamorphose ist aus der Aschenschichtung ein „s“ geworden, und die Pseudomorphosen nach den Pyroxenen erscheinen in „s“ zu grünen Flecken auseinandergewalkt. In bezüglichen Grazer Vorkommen steigt die Metamorphose bis zur Bildung von barroisitischer Hornblende unter Aufzehrung von Karbonat und Chlorit. In den von hier zitierten Vorkommen ist es bei Pennin und Karbonat geblieben.

Eine auf Amphibolit verdächtige Grüngesteinslage aus dem Hl. Geistgraben bei Leutschach, Westl 542, habe ich ebenfalls auf Ersuchen Winklers geschliffen und studiert: Die Probe ähnelt äußerlich einem Chloritphyllit. Im Mikroskop erweist sie sich als ein Diabastuff, welcher auch sedimentogenes Material eingeschichtet hatte. Der diabasische Anteil besteht aus z. T. plagioklasreichen, feinkörnigen Tufflagen, z. T. aus sehr basischen, jetzt fast aus reinen Chloritschuppenaggregaten aufgebauten Lagen und dazwischen findet man serizitisch verbundenes Material, welches auch Quarzteilchen usw. enthält. Karbonat ist da sehr spärlich.

Eine Merkwürdigkeit boten die „vertalkten“ Fleckengrünschiefer.

Die schönen Stücke aus dem vorderen Altenbachgraben boten genug Material zur genaueren Untersuchung. Dem äußeren Anblick nach war auf Fleckschiefer der Diabasgruppe zu schließen, welche eine sulfidische Vererzung und in Begleitung hiervon eine „Vertalkung“ an Klüftflächen hinter sich hatten. Die mikroskopische und chemische Untersuchung, bei welcher mich Herr Meixner unterstützte, ergab eindeutig, daß das schmierige, talkähnliche Mineral in Wirklichkeit ein serizitischer Glimmer ist (wie wohl in so manchem andern Fall, wo angesichts der Vererzung auch Talkbildung angegeben wird), der sich mit der Vererzung und mit Quarz und Dolomit zusammen im Wirtsgestein ansiedelt. Der Dolomit konnte im Dünnschliff in seiner ganzen Verbreitung angesichts seiner starken Absorptionsunterschiede sofort leicht vom Kalkspat, der auch gegenwärtig war, unterschieden werden. Hierzu paßt ja auch die Turmalinführung eines andern Vorkommens (Hl. Geistgraben bei Leutschach).

2. Die Amphibolite.

Die im folgenden vorgenommene Einteilung amphibolitischer Gesteine stützt sich im Detail zunächst auf folgende Vergleichsmöglichkeiten. Im kristallinen Bogen um Graz sind uns vom ganzen Raum südlich Koralpe—Stub—Gleinalpe—Rennfeld—Feistritztaler Berge—Kuim—Rade-gund die Verhältnisse bereits physiographisch und chemisch gut bekannt. Die Vergleichsbasis ist also in dieser Hinsicht auch höheren Ansprüchen gewachsen. Andererseits kommt bei Beurteilung der Stellung von kristallinen Splintern und deren Amphiboliten im Arnfels-Leutschacher Gebiet eine andere Vergleichsbasis nicht in Betracht.

Von der großen Masse amphibolitischer Gesteine kann man eine Paraamphibolitgruppe zweifelsfrei abtrennen: Das sind die mit anderen Sedimentabkömmlingen übergangsweise wechsellagernden Kalksilikatschiefergesteine des Übelbachgrabens als Typen, innerhalb welcher eine engere Gruppe der aus Hornblende, Karbonat, Oligoklas bis Andesin, Biotit, Epidot und Quarz als Paraamphibolite schlechtweg auszuscheiden sind. Im Felde sehen diese Gesteine normalen Orthoamphiboliten schon nicht mehr ganz ähnlich, höchstens noch solchen Orthoamphiboliten, deren Feinkörnigkeit eine Diagnostizierung mit freiem Auge nicht mehr gestattet. Dann bleibt aber noch immer ein Textur- und Strukturunterschied bestehen: Die Paraamphibolite zeigen den engerhythmischen Lagenwechsel, wie ihn auch Glimmerschiefer und verschiedene phyllitische Schiefer besitzen, ebenso deutlich Materialwechsel, eine in Schieferung umgebaute und durch sie abgebildete Schichtung, und jenen übergangsweisen Verband mit Glimmerquarziten, Granatglimmerquarziten und phyllitischen Glimmerschiefern, wie ihn die Orthoamphibolite nicht zeigen. Ferner fehlen in den Paraamphibolitkomplexen die metamorphen Abbilder der primären Differentiationen basischer Gruppen, welche im kristallinen Bogen um Graz überall verfolgt werden konnten, sobald eine Amphibolitserie von Orthocharakter beobachtet wurde. Endlich werden die letztgenannten Charaktere auch chemisch belegt, wogegen die chemische Charakteristik der Paraamphibolite auf Mergelabkömmlinge führt.

An Hand dieser Merkmale und Unterscheidungen wurden zwei amphibolitische Vorkommen unter die Kalksilikatschiefer verwiesen. Sie entsprechen vollkommen den im Übelbachgraben (Gleinalpengebiet) beobachteten Paraamphiboliten vom Prettenthaler. Sie stammen aus der Umgebung der Spitzmühle und sind nachkristallin beträchtlich deformiert worden.

Aus den übrigen Amphiboliten des kristallinen Bogens um Graz lassen sich zwei Gruppen bilden, welche den bisherigen Untersuchungen nach beide als Orthogesteinsabkömmlinge anzusehen sind. Es muß jedoch ausgesprochen werden, daß wir in Hinsicht auf die Abkunft bei den als Gleinalpamphiboliten zusammengefaßten Gesteinen bedeutend sicherer gehen wie bei der Gruppe Koralpenamphibolite.

Für die als Gleinalpengruppe zusammengefaßten Amphibolite gelten folgende Merkmale im Zonen- und Faziesbestand: Albitoligoklas, hauptsächlich aber Oligoklas, seltener wieder saure Andesine als Kristalloblasten im Verbands mit ebensolchen von gemeiner grüner Hornblende,

daneben mehr oder weniger Zoisit bis Epidot. — II. Tiefenzone, alpine Amphibolitfazies, gut im Gleichgewicht. Als Begleiter können in geringen Mengen auftreten: Biotit, etwas Quarz, sehr selten Skapolith, ganz unbedeutend Karbonat, wechselnd auch ein Granat mit Almandin-vormacht. Im ganzen kristallinen Bogen um Graz tritt in solche Amphibolite jene braune Hornblende nie ein, welche als Karinthin die bezeichnende Rolle in steirisch-kärntnerischen Eklogiten und deren Amphibolitfolge, den Karinthinamphiboliten spielt. Den Gleinalmamphibolit^{typ} hat man in gewaltiger Ausdehnung ungestört durch nachherige Ereignisse im erwähnten kristallinen Bogen vor sich. Aber an einzelnen Stellen sieht man Teile davon in Diaphthorese mit mylonitischen Zwischenstufen. Ich möchte da nur die Stubalpe namhaft machen, wo solche Amphibolite einen Teil der Kränzelgneise ausmachen. — Im Felde macht sich die Verbundenheit mit alten zugehörigen Differentiationsprodukten basischer Massen im metamorphen Kleid unverkennbar geltend: Von den metamorphen Peridotiten bis zu den metamorphen Anorthositen ist alles da. Chemisch fallen diese Gesteine in Gabbrochemismen verschiedener Arten.

Es ist mir auf Grund dieser Unterlage möglich, zu erkennen, ob in einem bestimmten Arnfels-Leutschbacher Amphibolit ein hieher anzuschließendes Produkt vorliegt oder nicht. Es ist mir dies auch dann möglich, wenn ein solches Produkt spätere Überprägungen trägt, weil wir eben im Vergleichsgebiet selber solche Überprägungen studieren konnten.

Die andere Gruppe der Amphibolite, die hier kurz als Koralpenamphibolite charakterisiert werden, ist in folgender Weise gebaut: Diese Gesteine besitzen eine zentrale Assoziation Granat-Karinthin (tiefbraune Hornblende in verschiedenen Braunschattierungen) — große Zoisite. Bezeichnend ist die grobkörnige Entwicklung der ganzen Assoziation (grobkörnig im Sinn des Dünnschliffvergleiches) und der Mangel an Feldspat als Gesteinsbildner. Diese Assoziation ändert ab: 1. Im Verhältnis der drei Gemengteile, 2. so daß einer oder gar zwei Gemengteile davon ganz oder nahezu ganz ausfallen, 3. dadurch, daß Diablastik aufgenommen wird, welche verschiedenen Charakter haben kann (es gibt Diablastiken aus grüner Hornblende und Albit, aus Karinthin und saurem Plagioklas, aus Omphazit und Plagioklas und schließlich kann anscheinend an Stelle des sauren Plagioklasses auch Quarz in die Diablastik eintreten), oder ein Pyroxen mit mehr oder weniger ausgesprochen omphazitischem Charakter, oder es können beide nebeneinander zur vorigen Paragenesis addiert erscheinen, schließlich tritt die Paragenesis Omphazit—Granat eventuell noch —Karthin so in den Vordergrund, daß damit das Ende einer eklogitischen Entwicklung erreicht erscheint. Alle Übergangsglieder dieser Reihe sind aus Bacher Kor- und Saualpe bekannt. An einigen Stellen sind diese Gesteine, die also einen Entwicklungsendpunkt in der III. Tiefenzone finden, sichtlich aus vormetamorphen Gabbros bzw. Noriten entstanden. Das ist außer den leider erst spärlichen chemischen Analysen, die in gleiche Richtung weisen, eine Klarlegung der Abstammung aus Relikten, die hinreichend erscheint. Die ganze Serie Karinthinamphibolite-Amphiboleklogite-Eklogite gehört

hier in eine ursprüngliche Entfaltung einer basischen Tiefengesteinsreihe. Assoziation und Paragenesis sind so eindeutig, daß an Hand der aufgestellten Kriterien die Zugehörigkeit fraglicher Arnfels-Leutschacher-Gesteine aus dem Schlibbild entschieden werden kann.

Eine Schwierigkeit gibt es aber doch noch. Die hiehergehörigen Amphibolite, Eklogite und Amphiboleklogite verfallen örtlich auch schon im Korallengebiet einer Umformung in die zweite Tiefenzone, Tiefendiaphthorese, welche aus ihnen Eklogit-Amphibolite macht. Die dabei oft auftretende Diablastik aus gemeiner Hornblende und einem sauren Plagioklas ist möglicherweise keine Neubildung, sondern einfach die diaphthoritische Umformung einer ehemaligen Pyroxendiablastik eines Eklogitstadiums. Jedenfalls sind diese Eklogitamphibolite stets als solche erkennbar (man denke dabei an Grubenmanns Granatamphibolite II. Art). Der Umstand, daß sie in der Korralpe neben den unveränderten Produkten auftreten, ermöglicht auch anderswo ihre Erkennung und richtige Deutung. Auch wenn sie mylonitisiert und weiter diaphthorisiert worden sind.

Auf Grund der angeführten Möglichkeiten habe ich die Bezeichnungen der Gesteine gewählt. Äußerlich ist eine Unterscheidung der beiden Reihenangehörigen nur in wenigen Fällen möglich, weil eine mylonitische Kornverkleinerung überall sich durchgesetzt hat. Aus dem Dünnschliffbild ist der Entschluß bei weitem nicht so schwer, wenn man sich vom ersten Schrecken über den Zustand der Gemengteile erholt hat.

Hervorheben möchte ich nur folgende Einzelbefunde:

Im Granatamphibolit Kegelbach hat man: Mylonitisierung eines Gleinalmtypus mit Einwalzung alten pegmatitischen Materials (Adern) und darüber ausheilende erststufige Diaphthorese. Granaten bis auf geringe Reste in Klinochlor umgewandelt, Hornblenden z. T. chloritisiert (auf Rissen und Zerreißen) z. T. barroisitisch umgestellt. Das ganze überdies verkiest.

Vom gleichen Fundort ein relativ gut erhaltenes Stück in kaum schlifffähigem Material: Ein Karinthinamphibolitüberrest. Hauptsächlich grünbraune, etwas diaphthoritisch veränderte Hornblende, Granat und einzelne, aber relativ große Zoisitstengelschnitte.

Aus dem unteren Schmirngraben bei der Spitzmühle gibt es mehrere Vorkommen von Abkömmlingen des Gleinalmtypus der Granatamphibolite, welche indes Ultramylonitadern enthalten, sehr ähnlich jenen, welche ich aus dem Tilisunagebiet beschrieben habe, und die als jüngste Bildung darin erscheinen. Etwas älter ist eine erststufige Diaphthorese, die eine von den „s“-Flächen ausgehende, unter pegmatitisch-hydrothermalen Einflüssen erfolgte Glimmereinsiedelung mit sich brachte. Auch hier Chloritisierung der Granaten, der Hornblende und auch des nicht sehr zahlreichen Biotites, Epidotneubildung unter Unsetzung von Feldspaten, Einsiedeln von Quarz in Adern.

Ein prächtiges Beispiel eines diaphthoritisch und mylonitisch umgeformten Korallpen-Amphibolittypus stammt aus dem hl Geistgraben. Hier hat man Überreste einer ältesten Generation braune Hornblende-Zoisit (Mengen etwa 1:1) vor sich. Beide zertrümmert, die braunen Hornblenden randlich mit einer hellgrünen ausgeheilt, diese

Generation aber ebenfalls wieder zertrümmert. Zuletzt nun durchzogen von einem Netzwerk jüngster, ultramylonitischer Adern, z. T. mit pseudotachylytischem Gepräge. Der Amphibolit (Schl. 645) der Hl. Geistklamm zeigt, daß die Biotitamphibolite des Gebietes den Biotit innerhalb eines zweitstufigen Kristallisationsabschnittes erhalten haben, was ja bekanntlich durchaus nicht überall der Fall zu sein braucht und daher von Fall zu Fall festgestellt werden muß. Es ist hier ein Mylonit auf Grundlage eines ehemaligen zweitstufigen (also gleinalpinen) Biotitamphibolites geschaffen worden, der nicht erst einer Diaphthorese verfallen mußte. Der Biotit ist hier genau so übel mitgenommen wie die Hornblende und die übrigen Gemengteile.

Mit diesen Beispielen möge das Kapitel beschlossen sein.

II. Saure Massegesteine und deren Abkömmlinge.

Wie eingangs erwähnt, hat man es in diesem Gebiet nur mit pegmatitischen Gesteinen als Vertretern saurer Massengesteine zu tun, bzw. mit deren irgendwie umgeformten Abkömmlingen. Es war im Gelände gewiß nicht einfach, die Umformungsprodukte als Pegmatitabkömmlinge zu erkennen und so wurde im Felde mancherlei als „Glimmerschiefer“ aufgehoben, was sich später, innerhalb der sehr vollständigen Aufsammlung, leicht den Pegmatiten zugesellen ließ.

Mechanisch unversehrt ist bezeichnenderweise keine einzige der 70 beobachteten Proben. Die Schlüsselstücke für diese Serien liegen teils beim Muskovitpegmatit von Remschnigg, teils beim Turmalinpegmatit von der Hl. Geistklamm bei Leutschach. Der erstgenannte ist ein Grobmylonit, bestehend aus 3—5 cm großen und einige Millimeter dicken Muskowitscheiben, sowie Quarz- und Feldspatkornflasern (Mikroclin und Oligoalbit), welche größeren Bauelemente eingebettet erscheinen in eine feinmylonitische Grundgewebsmaße mit denselben Gemengteilen in feiner Splitterform. Letzterer ist zuckerkörnig infolge mechanischer Zerlegung; als Gemengteile sind im Präparat Quarz und Feldspäte wie oben zu erkennen; Glimmer fehlen, dagegen tritt Turmalin auf, der aber auch zu Kornflasern zerlegt ist. Daneben gibt es mylonitisierte Pegmatite, die weder Glimmer noch Turmalin enthalten. (Z. B. südlich Köfer bei Arnfels. Diese Form ist grobmylonitisch, läßt aber noch die alte schriftgranitische Quarzstengelform erkennen.)

Aus allen drei Pegmatitformen entwickeln sich in unserem Gebiet schrittweise verfolgbar Feinmylonite. Z. B. aus den schriftgranitischen, glimmer- und turmalinfreien Formen solche, die auf den ersten Blick quarzitisches aussehen, aber doch schon mit freiem Auge bei näherer Betrachtung eine Wechsellagerung langer Quarzkornflasern mit Feldspatkornlagen — beide mit Korngrößen von $\frac{1}{100}$ — $\frac{1}{1000}$ mm — erkennen lassen. Im Dünnschliff zeigt sich eindeutige Bröselstruktur, keine Schichtung, nur mechanische Knetung, ohne nachherige kristalline Ausheilung. (Z. B. SSO Köfer, Arnfels.) Aus einem Muskovitpegmatit gehen Formen hervor, die man auf den ersten Blick vielleicht als Glimmerschiefer oder Serizit-schiefer zu bezeichnen geneigt ist. Hierzu verleitet die Beobachtung, daß diese Formen von feinschuppigen hellen Glimmern durchwirkt erscheinen.

Im Dünnschliff konstatiert man aber nicht allein, daß zwischen Feldspat und Quarz wiederum jenes Mengenverhältnis herrscht, wie die pegmatitischen Grobmylonite es zeigen, sondern es zeigt sich auch, daß nicht gewachsener Serizit vorliegt; die Glimmerschüppchen sind ganz eindeutige Fetzen und Zerreibsel aus größeren Individuen.

Aus einem Turmalin-Pegmatit ist der Feinmylonit aus dem Pronitschgraben entstanden. Der Turmalin in diesem glimmerfreien Pegmatitmylonit ist äußerlich nicht mehr auffindbar. Im Dünnschliff sieht man aber eine überraschende Menge davon, in feine Splitter und Körner zerlegt, zu langen Kornfasern gruppiert, verknetet mit Quarz-Feldspatmassen. Das Bezeichnende dieses Gesteinszustandes ist folgendes: Es gibt hier Partien von wenigen Kubikzentimeter, die zwar feinmylonitisch zertrümmert aber nicht verrührt sind, so daß die Brösel größerer Feldspate und schriftgranitischer Quarzstengel beisammen geblieben und nicht vermischt worden sind. Dazwischen aber gibt es Adern, in welchen feinsten Quarz- und Feldspatsand verrührt worden ist. In diesen Adern verhält sich der Inhalt plastisch, er funktioniert wie eine Intrusion. Es ist bemerkenswert, daß mir unter den zahlreichen Beispielen keines untergekommen ist, welches so viel Turmalin enthielt, daß man die einer ganzen Gruppe biergehöriger Gesteine eigene, dunkle (basaltähnliche) Färbung aus fein verteilten Turmalinbröseln erklären könnte.

Zu jeder der drei Spitzentypen und der erwähnten davon abzuleitenden Feinmylonite gehören eine große Zahl von Vorkommnissen, z. T. auch Übergangsglieder zwischen Grob- und Feinmyloniten und weiße bis gelbliche, dichte, splittige Endglieder, so daß man das Material in drei große Reihen ordnen kann. Winkler hat in seiner Arbeit an den entsprechenden Stellen die einzelnen Beispiele angeführt.

Diese drei Reihen erleiden aber noch nach anderer Richtung hin verschiedene Schicksale, namentlich Vererzung, Kaolinisierung und Anfärbung, alles in nachmylonitischer Phase! Davon wieder einige Beispiele.

Westlich von Hardegg (bei Arnfels) wurden aus der die Pegmatitmylonit enthaltenden Serie einige Vorkommen gesammelt, die aus weißem, feinmylonitischem Grundgewebe bestehen, welches durch schlauchartig vordringende Limonit-Imprägnation gelb bis braunfleckig geworden ist. Zwei Stücke davon wurden im chemischen Laboratorium der Geologischen Bundesanstalt Wien analysiert, ergaben 80—85% Unlösliches, 8—12% Tonerde mit etwas Eisenoxyd, Kalkspuren und sehr wenig Magnesia. Das paßt sehr gut auf Pegmatitabkömmlinge (Alkalien wurden nicht bestimmt). Kaolinisierung ist den Stücken deutlich anzumerken.

Eine ganze Reihe verschiedener Vorkommen zeigt dieselbe Veränderung pegmatitischer Grob- und Feinmylonite.

Bei der Spitzmühle treten dann pegmatitische Grob- und Feinmylonite auf, welche eine junge, ungestörte Vererzung besitzen. Auf schlauchartigen, ein Netz bildenden Hohlräumen kam es zum Absatz von Bergkristall, Pyrit, Kalkspat + Pyrit in der genannten Reihenfolge. Die Individuen sind wenige *mm* groß (Mineralvorkommen keine Lagerstätte!).

Von derselben Örtlichkeit stammen Pegmatitmylonite, die teils graphitisch belegte Harnische in weißer Feinmylonitmasse besitzen, z. T. aber aus größeren, eckigen, auch etwas mylonitischen Brocken bestehen, die verkittet werden durch eine graue, feinmylonitische Masse. Letztere bildet übrigens in diesen Vorkommen gelegentlich ganze Gänge, und die in der Gangmasse eingeschlossenen Pegmatitbrocken sind gerundet, wie wenn es Gerölle wären. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß solche Massen aus Quarz, Feldspatsplintern und Muskowitzfetzen, alles oft von selbst im Präparat bei starker Vergrößerung staubfeiner Teilchen gebildet, bestehen; örtlich kommen auch Turmalinsplitter dazu, aber die graue Färbung hat ein ziemlich gleichmäßiges, selber staubfeines Pigment zur Ursache, welches um gröbere Splitter dünne Hüllhäutchen bildet. Durch Glühen verschwindet das Pigment aus dem Pulver, und es bleibt eine schwache Rostfärbung bestehen, die von kleinen Eisenhydroxymengen herrührt, die gleichfalls im Schließ neben dem schwarzen Pigment beobachtet werden können. Auch die Beobachtung graphitischer Harnische deutet auf die Wahrscheinlichkeit organischer Pigmentierung hin (welche eben lokal, auf Harnischen graphitisiert erscheint).

Von diesen wichtigen Übergangstypen aus kann man nun die grauen bis schwarzen Ultramylonite und Gangmylonite pegmatitischer Herkunft erkennen und verstehen, vor welchen man zuerst ratlos wird.

Hierher gehört der bänderige, hellgraue, pegmatitische Ultramylonit SO. Vollmayer (Arnfels), mit größeren Pegmatitmylonitbrocken von weißer Farbe und verschiedenen Größen. Er hat wenig Pigment, daher die hellere Farbe. In dieselbe Reihe gehören Vorkommen wie jene von Michelitsch (Remschnigg), die bei dichtem Korn eine Bänderung und Streifung aufweisen, die sie äußerlich mit Hälleflinten ähnlich macht, wobei auch die Färbung der dunkleren Partien schon ins Schwarzgrau geht.

Daran schließt sich die ganze Aufsammlung blaugrauer bis schwarzer Gangmylonite (gelegentlich auch mit dünnen pseudotachylytischen Äderchen), welche in folgender Weise als hieher gehörig befunden wurden: Alle diese Gesteine, soweit sie chemisch im Laboratorium der Bundesanstalt geprüft worden sind, haben die chemischen Züge saurer Silikatgesteine mit wenig Kalk und Magnesia, wenn wenig Kohlensäure nachzuweisen ist. Dieses Ergebnis widerspricht der Deutung als Pegmatitabkömmling nicht, wenngleich man daraus die Pegmatitnatur nicht direkt erkennen kann, weil die Analysen nicht in die Einzelheiten gehen, vor allem keine Alkalibestimmungen da sind. Die mikrographische Beobachtung weist aber immer wieder eindeutig auf pegmatitisches Material mit organischer Pigmentierung. Immer sind die Splitterzüge von Feldspat, Quarz, Turmalin oder Glimmer als solche leicht zu erkennen. Eine zweite Gruppe dieser blaugrauen Mylonite hat eine chemisch nachgewiesene Karbonatbeschickung, die von 5 Gewichtsprozent bis 26 Gewichtsprozent betragen kann, und z. T. dolomitischer Natur ist, zum größeren Teil aber vorwiegend Kalkspat mit etwas beigemengtem Dolomit darstellt, und eine ziemlich maßgebliche Eiseninfiltration ist überall zu sehen. Es war in Dünnschliffen und Splitterpräparaten in solchen Fällen nach-

zuweisen, daß die Karbonate mit Quarz und Pyrit ein Gangnetz in den betreffenden Myloniten ausfüllen, die an sich wieder unschwer als Pegmatitabkömmlinge zu erkennen sind (Hl. Geistklamm b. Leutschach, Schl. 650, Anal. 1 der Bundesanstalt).

In einigen Vorkommen, Oberkappel, Proninitschgraben, Hl. Geist usw., sieht man in der schwarzen Gangmylonitmasse noch ballenförmige nußgroße sowie etwas größere oder kleinere, weiße Pegmatitreste, die eigenartig kavernös erscheinen. Die Kavernen sind keine Schmelzerzeugnisse, aber sie sind immerhin Resorptionserscheinungen, vermutlich durch Einwirkung heißer Dämpfe entstanden. Die Masse, in welche die Pegmatitreste eingebettet sind, ist selbst wieder pegmatitisch. Die — übrigens nicht häufigen — pseudotachylytischen Adern gleichen im Kornaufbau, Teilchenzustand, Doppelbrechung völlig einer Reihe solcher Äderchen aus Silvretta und Rhätikon, nämlich jenen, in welchen mineralische Neubildungen der Qualität und Quantität nach noch nicht zweifellos erkannt werden können. Isotrope, trübe Partikel sind darunter (SO. Köfer b. Arnfels etc.).

Sedimentabkömmlinge.

Quarzreiche, phyllitische Schiefer mit graphitspeichernden Muskowit-Porphroblasten (Schiefer des Rinegger Typus).

Zum erstenmal habe ich die hierher zu stellenden Gesteine in der Umgebung von Rinegg und Radegund bei Graz beobachtet. Sie kürzer zu benennen, etwa als irgendwelche Glimmerschiefer oder Phyllite schlechtweg, das würde falsche Vorstellungen erwecken. Es handelt sich um mattgraue, schichtig-schiefrige Gesteine mit feinem Grundgewebe aus Quarz (vorwiegend) und Muskowitschüppchen, in welcher Grundmasse sehr häufig nur Muskowitporphroblasten von Groschengröße und bleigrauer Farbe, in „s“ eingeregelt, zu sehen sind. Unter diesen Verhältnissen ist eine zonen- und faziesmäßige Einstellung nicht möglich, weil eindeutige kritische und typische Mineralkombinationen fehlen. Nun treten gerade Schiefer dieses Aussehens innerhalb der Alpen sehr selten auf; außer bei Rinegg und bei Arnfels habe ich sie nirgends noch wiedergefunden. Diese Schiefer entwickeln sich aber bereits bei Rinegg und Radegund zu Granat-Knotenschiefern, ohne daß der bezeichnende Porphroblastenmuskowit verschwindet. Und im Laufe einer Feldspatung werden daraus Schiefergneise, die mit den Plattengneisen aus dem Koralpengebiet die größte Ähnlichkeit erhalten. Die Feldspatung erfolgt von pegmatitischer Seite aus, ebenso die Durchtränkung der Schiefer mit Pegmatit zu arteritischen oder anderen Mischgesteinen.

Aus Winklers Aufsammlung erhielt ich nun die genannten Glieder wieder. Typisch, kaum mechanisch verletzt von der Spitzmühle, nur im Dünnschliff ist die Deformation merklich, aus dem Hl. Geistgraben, von Untermorg usw. — Diese Schiefer hilden genau wie die Pegmatite sehr schöne, hellblaugraue Gangmylonite und Ultramytonite (Hl. Geistgraben und Hl. Geist). Sie unterscheiden sich von den Pegmatitmyloniten durch die Gemengteile (keine pegmatitischen Reste, kein Feldspat oder Turmalin) und durch die immer wieder auftretenden Überreste

der bleigrauen Muskowitporphyroblasten, die man schon freien Auges meist erkennen kann. Sie können gelegentlich auch verkiest sein („Kiesquarzit“ v. Hl. Geistgraben b. Leutschach). Sie können auch kleine blasenförmige Hohlräume haben (Ob. Hl. Geistgraben). Diese Hohlräume hängen irgendwie mit der Zerstörung von Muskowitporphyroblasten zusammen.

Neben diesen reinen Schieferabkömmlingen gewahrt man unzweideutig auch die Mylonite der Mischgesteine Schiefer + Pegmatit als Grob- und Feinmylonite. Die Verknüpfung der beiden, ursprünglich schon intrusiv gesellten Elemente erfolgt bandstreifig oder brockig.

Quarzite des Altkristallins und Glimmerschiefer.

Ein paar normale alte Quarzite waren zu erkennen (Grabenbachtal etc.). Hingegen scheinen Glimmerschiefer eine unbedeutende Rolle zu spielen. Unter den Stücken, die Winkler mir zukommen ließ, waren keine Glimmerschiefer, aber Winkler erklärte mir, daß er mir die leicht erkennbaren und kein weiteres Interesse beanspruchenden Glimmerschiefer aus diesen Gegenden eben gar nicht mitgegeben habe.

Marmore und Marmorischgesteine.

Reine weiße Marmore sah ich von Köfer S. — Einen blau-grauen Marmor in Amphibolitbegleitung vom Keglbruch. Außerdem aber wurde mir eine ganze schöne Reihe von Mischtektoniten übergeben: Marmor + diaphthorit. Amphibolit (Hl. Geistklamm), Marmor + Pegmatit (Hl. Geistklamm), Marmor + Schiefer vom Rinegger Typus (Toppler, Schmirnberg, Josel). Meist handelt es sich um Grobmylonite mit ziemlich grober Komponentenmischung. Aber es gibt Übergänge zu lagenweiser Verwalzung (Josel) und gleichmäßig inniger Verknüpfung (N v. Josel).

Ältere Phyllitgruppe.

Unterscheidbar von den vorigen und vergleichbar mit den Phylliten mit Grauwackenmetamorphose, wie sie um Graz herum vorkommen, finden sich Phyllite bei Schmirnberg, im Grabental, bei der Spitzmühle etc. Sie sind grau oder gelb gefärbt, gelegentlich mit graugrünen Karbonatquarziten und feinkörnigen Kalksteinen in Gesellschaft. An Mineralien enthalten sie bloß Quarz, Muskowit (graphitisch geschwärzt) und gelegentlich etwas Kalkspat.

Tonschiefergruppe.

Ferner findet man eine Gesellschaft feinstschuppiger Tonschiefer, violett und grün von Mukonig, Grabental; rot aus dem Neuberggraben, grau und etwas phyllitähnlich (Neuberggraben), auch dunkelrotgrauen Sandstein (Altenbachgraben).

Zusammenfassung.

Im Gebiet um Arnfels und Leutschach liegt unter anderm ein Kristallinstreifen vor, der sehr beachtenswerte Mächtigkeit besitzt. Er erscheint im ganzen als ein mylonitischer Brei. Von alkristallinen Gesteinen enthält er Korallen- und Gleinalpenfazies in Fragmenten, also noch nicht ganz verrührt. An eine kartenmäßige Trennung im Felde kann man angesichts der geschilderten Verhältnisse nicht denken. Aber das läßt sich sagen, daß die Bildung dieser ungeheuren Mylonitmasse nach der erststufigen Diaphthorese erfolgt ist, und hernach — pseudotachylytische Phänomene zunächst außer Acht lassend — kein Kristallisationsvorgang mehr darübergangen ist. Hingegen ist stellenweise eine Kiesvererzung am Werke gewesen, die mechanisch unversehrt ist. Der Streifen mit Phylliten und Diabasen ist hinsichtlich tektonisch-mechanischer Behandlung viel besser daran, obgleich Teile von ihm ebenfalls in den Strudel der jungen Mylonitbildung gezogen worden sind (Spuren davon in den Diabasen und an der Phyllitbasis verschiedener Vorkommen).

Von den jüngeren Gesteinen konnte innerhalb der tektonischen Mischfazies nichts mehr wahrgenommen werden. Die Konstatierung der gesteinskundlichen Ergebnisse war wesentlich bedingt durch die überaus gewissenhafte und sorgfältige Sammlungsarbeit Winklers.

Graz, Min.-Petr. Institut der Universität. April 1932.

Das vortertiäre Grundgebirge im österreichischen Anteil des Poßruckgebirges in Südsteiermark.

(Remschniggrücken und Poßruckgebirge nordöstlich von Hl. Geist a. P.)

Mit 2 Tafeln und 2 Textfiguren.

Von Artur Winkler-Hermaden.

Vorbemerkung.

(Einleitende Bemerkungen und morphologischer Überblick.)

In den letzten 10 Jahren wurde von seiten der Geologischen Bundesanstalt in Wien die geologische Aufnahme der beiden südsteirischen Grenzblätter (gegen Jugoslawien) „Unterdrauburg“ und „Marburg“ in Ausführung genommen. Am Blatte „Unterdrauburg“ fiel mir die Aufnahme des steirischen Tertiäranteils zu, wobei jedoch auch noch die hart am Ostrande des Blattes aus dem Miozän auftauchende Grundgebirgsscholle von Pongratzen in die Kartierung einbezogen wurde, während das Grundgebirge der südlichen Koralpe und die angrenzenden Gebiete von Dr. Alois Kieslinger, das ostkärntnerische Lavanttal von Bergrat Dr. Heinrich Beck bearbeitet wurden. Das Blatt „Marburg“, von dem hauptsächlich nur die Nordwestsektion, als zu Österreich gehörig, für die Aufnahme in Betracht kam, wurde von mir allein geologisch kartiert.¹⁾ Außer dem Tertiär, welches den größten Teil des österreichischen Bereichs dieses Blattes (Nordwestsektion) einnimmt, erscheint dort (im Süden) auch Grundgebirge, u. zw. einerseits am Remschniggrücken — einem aus dem Tertiär auftauchenden, nördlichen Vorrücken des Poßrucks —, anderseits an dem noch bei Österreich verbliebenen Teil der Grundgebirgsabdachung des eigentlichen Poßruck, im Raume nordöstlich von Hl. Geist a. P. mitaufgenommen.

Wenn in dieser Mitteilung auf Grund spezieller Detailbegehungen in ausführlicher Weise²⁾ über den Poßruck und Remschnigg berichtet wird,³⁾ so findet dies seine Begründung darin, daß hier eine große Mannigfaltigkeit in stratigraphischer Hinsicht zu verzeichnen ist, die Tektonik kompliziert erscheint und weil an den kristallinen Gesteinen mechanische Umformungen

¹⁾ Vgl. zur Arbeit die beiden, im Kartenwerk der Geol. Bundesanstalt ausgegebenen geolog. Kartenblätter 1 : 75.000 Unterdrauburg und Marburg. Die Erläuterungen zu Blatt Marburg sollen 1933 erscheinen.

²⁾ Im Anschluß an die in diesem Jahrbuche erschienenen Studien der Herren F. Heritsch und F. Angel über die paläontologischen Funde, bzw. über die Petrographie desselben Gebietes.

³⁾ Einige teilweise Gesteinsanalysen wurden vom chemischen Laboratorium der Geol. Bundesanstalt ausgeführt, wofür dem Vorstände, Herrn Bergrat Dr. O. Hackl bestens gedankt sei.

eingetreten sind, die zur Entstehung zunächst schwer deutbarer Gesteinstypen (Gangmylonite) geführt haben, wie sie bisher nur an einigen Stellen in den Ostalpen bekanntgeworden sind.

Die vorliegende Arbeit enthält im wesentlichen die Resultate, welche sich aus der geologischen Kartierung unmittelbar ergeben, die sich auf die Stratigraphie und Lokaltektonek beziehen, wobei eine Erweiterung und Vertiefung der Ergebnisse in petrographischer und paläontologischer Hinsicht in den beiden voranstehenden Publikationen der Herren Heritsch und Angel zur Vorlage gelangt.

Eine Anzahl von Orientierungstouren, die in das an den Poßruck westlich angrenzende Gebiet, teils schon in früheren Jahren, teils im letzten Jahre durchgeführt worden sind, geben die Möglichkeit, im Schlußteil dieser Arbeit auch einige regionale Gesichtspunkte zum Ausdruck zu bringen. Jedoch soll dies in Anbetracht der räumlichen Beschränkung der genauen Untersuchungen nur in Form kurzer Hinweise erfolgen, wobei die weitere Prüfung künftigen Studien überlassen bleiben muß.

Es sei mir gestattet, den Herren Professoren F. Heritsch und F. Angel meinen herzlichen Dank nicht nur dafür zum Ausdruck zu bringen, daß sie den Gedanken einer kollegialen Zusammenarbeit am Poßruck — in Verbindung mit meiner geologischen Aufnahme — aufgenommen und in gemeinsamen Wanderungen einen gegenseitigen Meinungsaustausch in die Wege geleitet haben, sondern auch dafür, daß sie mir ihre reichen Erfahrungen, sowie die Ergebnisse ihrer petrographischen, bzw. paläontologischen Untersuchungen jeweils umgehend und in vollem Ausmaße zur Verfügung gestellt haben, wodurch mir wichtige Anhaltspunkte gewährt und manch wesentliche Frage einer Lösung zugeführt werden konnte.

Der Poßruck bildet eine, als südöstliche Fortsetzung der Koralpe betrachtete Grundgebirgsscholle am Südostende der Zentralalpen, von welcher auch dem kristallinen Grundgebirge aufgesetzte Trias- und Kreidebildungen an mehreren Stellen bekanntgeworden sind. Der Poßruck wird in einem engen, jetzt auf jugoslawischem Boden gelegenen Durchbruchstal von der Drau durchflossen und durch eine miozänerefüllte Faltenzone („Synklinale Reifnig—St. Lorenzen“) von dem noch weiter südlich gelegenen, granitreichen Bachermassiv geschieden. Der „Remschnigg“ bildet eine, vom Poßruck durch eine miozäne Einfaltung nahezu völlig abgetrennte, antiklinal gebaute, schmale Vorzone des letzteren. Die Grundgebirgsgesteine, welche den Remschnigg aufbauen, liegen noch zum größeren Teile auf österreichischem Boden.¹⁾ Vom Nordsaum des Poßruck i. e. S. hingegen ist nur im Gebiete südlich und südöstlich von Leutschach ein kleiner Ausschnitt bei Österreich verblieben, welcher nördlich und nordwestlich von Hl. Geist a. P. unter der hoch hinaufreichenden, tertiären Überdeckung Grundgebirgsgesteine zutage treten läßt.

Da die Staatsgrenze zwischen Österreich und Jugoslawien im allgemeinen durch die Wasserscheide zwischen dem Einzugsbereich der Drau und jenem der Mur (Saggau—Sulm) gebildet wird, so entwässert sich der untersuchte Bereich im wesentlichen nordwärts zur Saggau, bzw. zu

¹⁾ Die Südseite des Remschnigg ist von Miozän stärker verhüllt.

ihrem Zuflusse, der Peßnitz, welche vereinigt der Sulm, einem rechtsseitigen Nebenfluß der Mur, zuströmen. Nur östlich von Hl. Geist a. P. greift die österreichische Grenze, im Bereiche der Schmirnberger Teiche, ein wenig (bis zu fast 2 km) südwärts in das Einzugsgebiet der Drau (Ob. Riegen- oder Rekraben) vor.

Bezüglich der Orographie des Studiengebietes sei nur erwähnt, daß der Poßruck auf seinen Höhen einen ausgesprochenen Plateaucharakter aufweist, der sich auch noch in der fast einheitlichen, nur sehr schwach östlich geneigten Kammfläche des Remschnigg ausprägt. Das Plateau des Poßruck ist durch tiefe Schluchten gekerbt, welche in parallelen, vorherrschend N—S gerichteten, steilwandigen Gräben der in einem romantischen Durchbruchstal den Poßruck durchsägenden Drau zustreben. Die Wasserscheide zwischen Drau- und Murgebiet ist im Bereiche des Remschnigg stark asymmetrisch gegen N, an Saggau und Peßnitz, herangerückt, welches Verhältnis sich jedoch, nach Absinken des Remschniggrückens im Raume südlich von Leutschach, ändert. Hier liegt dann die Wasserscheide, im Gebiete von Hl. Geist a. P., sogar der Drau etwas näher, als der, dem Einzugsgebiet der Mur angehörigen Peßnitz. Jedoch bestehen dort Anzeichen für jugendliche (pliozäne) Veränderungen der Wasserscheide, die für eine Verschiebung zugunsten des Murbereichs sprechen.

Ohne hier auf die geomorphologische Entwicklungsgeschichte des Gebietes einzugehen, sei nur darauf verwiesen, daß sich Reste von jüngerpliozänen Hochtalböden beobachten lassen, die in die alte, hochgelegene (vermutlich pliozäne) Landoberfläche mehr oder minder eingesenkt erscheinen. Am auffälligsten ist das flachgeneigte Hochtal der Schmirnberger Teiche in 600—650 m Höhe (= oberstes Riegenbachtal, östlich von Hl. Geist a. P.) und die wasserscheidende Einsenkung westlich der Spitzmühle bei \diamond 548, ebenfalls ein ausgeprägter, verlassener Talboden!

Am Remschnigg ist der morphologische Gegensatz zwischen dem Grundgebirge, speziell seinem kristallinen Anteil, und der tertiären Bedeckung sehr scharf ausgesprochen. Als ein 14 km langer, wenig gegliederter, steilhängiger, schroffer, aber gleichförmiger Abfall tritt uns das nördliche Grundgebirgsgehänge am Remschnigg entgegen, während die tertiäre An- und Auflagerung, bei geringerer Seehöhe, eine viel weitgehendere Modellierung und Zertalung erkennen läßt. In der Scholle von Hl. Geist a. P. bedeckt das Tertiär einen großen Teil des Gehängeabfalls und erscheint darunter das Grundgebirge — bei vorherrschend mangelnder orographischer Individualisierung — der Hauptsache nach nur in der Tiefe der klammartig eingeschnittenen Gräben, durch Wegwaschung der Tertiärdecke bloßgelegt. Nur bei Schmirnberg bildet es eine, schon durch das altmiozäne Relief bedingte, selbständige kuppenförmige Erhebung.

Über die tertiäre Auflagerung und Jungtektonik des nördlichen Poßruck und Remschnigg habe ich schon in mehreren Arbeiten eingehender berichtet,¹⁾ worauf hier verwiesen sei.

¹⁾ „Das südweststeirische Tertiärbecken im älteren Miozän“. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Kl., 1927, Bd. 101; „Die jüngeren miozänen Ablagerungen im südweststeirischen Becken und dessen Tektonik.“ Jahrb. d. Geol. B. A. Wien, 1929.

I. Hauptabschnitt.

Die bisherigen geologischen Studien im Grundgebirge am Nordsaum des Poßruck und Remschnigg.

A. Verzeichnis der geologischen Literatur über das Grundgebirge am Poßruck.

1. F. Rolle: Geologische Untersuchungen in der Gegend zwischen Ehrenhausen, Schwanberg, W. Feistritz und Windischgratz in Steiermark. Jahrb. d. Geol. R. A. Wien, 1857.
2. D. Stur: Geologie der Steiermark, Graz 1871.
3. A. Ippen: Petrographische Untersuchungen an kristallinen Schiefen der Mittelsteiermark (Koralpe, Stabalpe, Poßruck). Mitt. d. nat. Vereins f. Stmk., Jahrg. 1895, Graz 1896.
4. C. Dölter: Das kristallinische Schiefergebirge zwischen Drau und Kainach, ebendort.
5. J. Dreger: Vorläufiger Bericht über die geologische Untersuchung des Poßruck und des nördlichen Teils des Bachergebirges in Südsteierm. Verh. d. Geol. R. A., Wien 1901, Nr. 4.
6. J. Dreger: Die geologische Aufnahme der Nordwestsektion des Kartenblattes Marburg und die Schichten von Eibiswald in Steiermark. Verh. d. Geol. R. A. 1902, Nr. 3.
7. J. Dreger: Geologische Aufnahmen am Blatte Unterdrauburg. Verh. d. Geol. R. A., Wien 1906, Nr. 3.
8. F. Blaschke: Geologische Beobachtungen aus der Umgebuung von Leutschach bei Marburg. Verh. d. Geol. R. A., Wien 1910, Nr. 2.
9. A. Winkler: Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des steirischen Tertiärs. Jahrb. d. Geol. R. A., Wien 1913.
- 9a. F. v. Benesch: Die mesozoischen Inseln am Poßruck. Mitt. d. Geol. Ges., Wien 1914.
10. F. Heritsch: Geologie der Steiermark, Graz 1921, herausgeg. vom Naturw. Ver. f. Stmk. In Kommission bei Ul. Moser.
11. F. Angel: Die Gesteine der Steiermark. Graz 1924, herausgegeben und verlegt vom naturw. Ver. f. Stmk. In Kommission bei Ul. Moser.
12. F. Heritsch: Zur Geologie der östlichen Zentralalpen. Geol. Rundschau, Bd. XVI, Heft 4, 1926.
13. A. Kieslinger: Vorläufiger Bericht über geologisch-petrographische Untersuchungen in der südlichen Koralpe (Steiermark). Akad. Anzeiger Wien, 1924, Nr. 23.
14. A. Kieslinger: Aufnahmebericht über das kristalline Gebiet auf Blatt Unterdrauburg. Verh. d. Geol. B. A., Wien 1926, Nr. 1.
15. A. Kieslinger: Geologie und Petrographie der Koralpe. I. Diaphoritzone. Sitzungsher. d. Akad. d. Wiss. Wien 1926, Abt. I, 135. Bd.
16. A. Kieslinger: Geologie und Petrographie der Koralpe. II. Marmore. Ebendort.
17. A. Winkler: Bemerkungen über das Grundgebirge an der Nordabdachung des Remschnigg-Poßruckgebirges. Verh. d. Geol. B. A., Wien 1927, Nr. 12.
18. A. Kieslinger: Geologie und Petrographie der Koralpe. VI. Pegmatite der Koralpe. Sitzungsher. d. Akad. d. Wiss. Wien, Abt. I, 137. Bd., 1928.
19. A. Kieslinger: Geologie und Petrographie der Koralpe. VII. Eklogite und Amphibolite. Ebendort.
20. A. Kieslinger: Geologie und Petrographie der Koralpe. VIII. Paragesteine. Ebendort.
21. A. Kieslinger: Geologie und Petrographie der Koralpe. IX. Der Bau der Koralpe und seine Beziehungen zu den Nachbargebieten. Ebendort.
22. A. Winkler: Aufnahmebericht über Blatt Marburg. Verh. d. Geol. B. A., Wien 1929, Nr. 1.
23. Geologische Spezialkarte von Österreich: Blatt Unterdrauburg. Aufgenommen von F. Teller, H. Beck, A. Kieslinger und A. Winkler. Im Verlage der Geol. B. A., Wien 1929.
24. A. Tornquist: Die perimagnetische Blei-Kupfer-Silber-Zinkerzlagertstätte am Offberge am Remschnigg. Sitzungsher. d. Akad. d. Wiss. Wien, Abt. I, 138. Bd., 1929.

25. R. Schwinner: Geröllführende Schiefer- und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. Geol. Rundschau, Bd. XX, 1929, H. 3 u. 4/5.

26. A. Winkler: Aufnahmebericht über Blatt Marburg. Verh. d. Geol. B. A., Wien 1931, Nr. 1.

27. Geologische Spezialkarte von Österreich: Blatt Marburg. Aufgenommen von A. Winkler. Im Verlag d. Geol. B. A., Wien 1931.

28. F. Heritsch: Die Stellung der Eklogitfazies im oberostalpinen Kristallin der Ostalpen. Zentralbl. f. Min., Geol. u. Pal., Abt. B, 1932, H. 1.

29. R. Schwinner: Die älteren Baupläne in den Ostalpen. Zeitschr. d. D. Geol. Ges., 81. Bd., H. 3/4, S. 118.

B. Die geologischen Vorarbeiten.

Dem lokalen Charakter dieser Studie entsprechend soll hier nur insoweit auf die geologische Literatur eingegangen werden, als dieselbe das Poßruckgebirge und speziell dessen Nordabdachung zum Gegenstand hat oder Hinweise auf dieses Gebirge enthält.

Die erste und grundlegende Untersuchung des Poßruckgebirges geht auf F. Rolle im Jahre 1854 (1)¹⁾ zurück. Rolle schon erkannte die Mannigfaltigkeit des geologischen Aufbaus am Poßruck. Er berichtet, daß die unteren Abhänge des Poßruck (zur Drau) aus kristallinen Schiefen (Gneisen, Glimmerschiefen und Hornblendeschiefen) bestehen, über welche graugrüne und dunkelgraue Tonschiefer des „Überganggebirges“ (Gailtaler Schiefer?) lagern. Von Mahrenberg an der Drau lasse sich eine Zone grauer oder schwarzer, feinkörniger Kalksteine ostwärts verfolgen, die vermutlich dem „Kohlenkalk“ zugehören. Von der Höhe des Poßruck wird das Auftreten von Werfener- und Guttensteiner Schichten bei Hl. Geist a. P. erwähnt, die von Triaskalk und Dolomit noch überlagert seien. Auch die roten Sandsteine (Buntsandstein) des Jarzkogels werden angeführt. Schließlich wird das Auftreten älterer Gesteine bei Schmirnberg (unter dem Tertiär) angedeutet.

In der „Geologie der Steiermark“ (1871) gibt D. Stur (2) auf Grund von Exkursionen im Jahre 1864 einige Ergänzungen zu den Daten von Rolle. Er entdeckt, östlich von Hl. Geist a. P., Triaskalke bei Hl. Kreuz a. P. und stellt die Schichten unter den Triasdolomiten bei ersterem Orte zu den Reingrabener Schichten und Opponitzer Kalken. Die Kalkzone von Mahrenberg, die Rolle als Kohlenkalk bezeichnet hatte, stellt Stur in die Trias, offenbar deshalb, weil er jenseits (südlich) der Drau beim Bahnhofe Wuchern Kalke mit Megalodonten über roten Schiefen beobachten konnte.

Einige Ergänzungen zur Kenntnis des Grundgebirges am Poßruck brachten die Studien von Ippen (3), welcher von dort Amphibolite, Eklogite, „Glimmerschiefer“ und schwer deutbare „grüne Schiefer“ beschreibt.

Eine neue geologische Aufnahme des ganzen Poßruck wurde 1900 bis 1901 von J. Dreger (Nordwestsektion des Blattes Marburg) durchgeführt. Die Karte wurde aber nicht veröffentlicht und liegen nur kurze Berichte über die Beghungen vor. Aus unserem Gebiete wird speziell die weite Verbreitung des Urtonschiefers (Phyllit) hervorgehoben, welcher überall Einlagerungen von Amphiboliten und Glimmerschiefen aufweise. Besonders

¹⁾ Die in Klammern gesetzten Ziffern beziehen sich auf das voranstehende Literaturverzeichnis.

wird auch auf die Phyllitzone südlich von Arnfels (= Remschnigg) hingewiesen und die Gesteine als glimmerige Quarzphyllite mit vereinzelt größeren Quarzmassen gekennzeichnet. Südöstlich von Oberkappel werden graphitische Pyllite erwähnt.

In den Jahren 1905—1906 beschäftigte sich Dreger mit der geologischen Aufnahme der östlichen Sektionen des Blattes Unterdrauburg. Er weist auf das Auftreten von Phylliten mit Grünschiefern, Diabasen und Diabastuffen, und Kalken im Raume zwischen Bacher und Poßruck hin. Besonders werden die ausgedehnteren Kalkmassen bei Hohenmauten, Oberfeising, Mahrenberg, Unterfeising und Ort Remschnigg erwähnt, welche auf Schiefern lagern. Von Rolle als Kohlenkalk, von Stur als Trias aufgefaßt, stellt Dreger diese Gesteine auf Grund der petrographischen Analogie mit dem Devongestein des Burgstallkogls im Sausal und auf Grund von Korallen- und Krinoidenfunden ins Devon. Die bunten Liegendenschiefer von Mahrenberg können nach Dreger ebenfalls als Devon betrachtet werden.

Im Jahre 1909 besuchte F. Blaschke (8) anlässlich einer Bahnprojektierung den Nordabhang des Poßruck und teilte von dort neue Beobachtungen mit. Unter anderem stellte er im Talgrunde südlich von Leutschach (bei der Spitzmühle) helle, gneisartige Bänke über Ampholit und am Montehügel bei Leutschach rosarote Kalke (mesozoisch oder älter?) fest. Bei Hl. Geist a. P. erklärt er den Triasdolomit für Hauptdolomit, den er über Muschelkalk lagernd annimmt. Ferner entdeckte er graue, brecciöse, fossilführende Kalke der Gosau, sowie Zementmergel, bezüglich welcher letzterer er in der Deutung zwischen Lias und Oberkreide schwankt. Schließlich wird die lückenhafte Verbreitung der einzelnen mesozoischen Horizonte auf tektonische Ursachen zurückgeführt und das hohe Hinaufreichen des Tertiärs betont.

Im Jahre 1913 teilte ich in einer zusammenfassenden Arbeit über das steirische Tertiär (9, S. 516) das Auftreten eines triadischen Dolomits bei Ober-St. Kunigund am Nordostabfall des Poßruck und dessen südliche Aufschiebung auf Serizitschiefer („Verrucano“) mit.

Im Jahre 1914 veröffentlichte F. Benesch die Ergebnisse seiner Untersuchung des Mesozoikums von Hl. Geist a. P. Benesch führt, ohne näher darauf einzugehen, einige Typen von Grundgebirgsgesteinen auf. Es werden dann Carditonschiefer und fossilführende Platten- (Opponitzer) Kalke beschrieben, neue Fossilfunde in der Gosau erwähnt und dieser Stufe auch die schon Blaschke bekannten Zementmergel zugezählt. Die Grenze zwischen „Grödener Sandstein“ und (höherer) Trias wird als Schubfläche gedeutet. Schließlich wird auf das Vorhandensein von WSW—ONO, und dazu senkrechter Bruchstörungen in Bereiche der Triaskluppen verwiesen.

In der „Geologie der Steiermark“ (10), welche 1921 ausgegeben wurde, bespricht F. Heritsch auf Grund der vorliegenden Literaturangaben den Bau des Poßruck und fügt (S. 166) hinzu, daß die Phyllite des Poßruck, da in diesen Amphibolite, Glimmerschiefer und Pegmatite lägen, Diaphthorite seien.

Im Jahre 1924 veröffentlichte A. Kieslinger (13) den ersten Vorbericht über seine Untersuchungen in der südlichen Koralpe und dem

anschließenden Draugebiet, also über den westlich des Poßruck gelegenen Raum. Er unterscheidet eine Diaphthoritzone im Altkristallin (am Südsaum der Koralpe) und eine auflagernde „Mahrenberger Serie“ (später als „Drautal-Synklinale“ bezeichnet). Den Gesteinen der letzteren wird zum großen Teil ein paläozoisches Alter zugeschrieben, wobei jedoch die grauen Kalke von Mahrenberg in die Trias gestellt werden. „Diaphthoritzone und Mahrenberger Serie seien in ost-westliche Streichrichtung umgeprägt, entsprechend einer alpinen Bewegungsphase, die vom Süden ausging und gegen Norden verebbte“ (13, S. 3).

Im Jahre 1926 werden diese Ergebnisse in einer größeren Studie (15) näher ausgeführt. Die Gesteine der Diaphthoritzone — Tektonite, meist Mylonite von Altkristallin — enthalten auch eingefaltete Phyllite und Grünschiefer, die in der Drautalsynklinale eine Rolle spielen. Die Diaphthoritzone erstreckte sich noch bis in den Poßruck, was mit den Worten angegeben wird: „Noch weiter im Osten, bei Leutschach, taucht am Nordgehänge des Poßruck eine größere kristalline Insel auf (und kleinere Vorkommen bei St. Kunigund usw.). Nach Blaschkes Beschreibung . . . liegen Amphibolite, verschiedene kristalline Kalke, chloritische Phyllite, schwarze Kalkphyllite, Quarzite usw. vor, zweifelsohne die streichende Fortsetzung unserer „Koralpen-Diaphthorite“ (15, S. 8.). Die Schiefer und Diabasgesteine der „Mahrenberger-Serie“ werden z. T. als paläozoisch (Karbon?) angesehen, z. T. aber wird, u. zw. in den höheren, allnählich aus den Liegend-schiefern sich entwickelnden roten Schieferrn, eine Vertretung der Untertrias gesehen.

Im Jahre 1927 veröffentlichte ich eine kurze Mitteilung über meine Begehungsergebnisse am Nordgehänge des Remschnigg und Poßruck. Als besonders bemerkenswert wird das Auftreten dunkler, quarzitähnlicher Gesteine (mit hellen Einschlüssen) hervorgehoben, welche sich als mylonitisierte kristalline Gesteine ansprechen lassen und mit diaphthoritischen Amphiboliten in Verbindung stehen. Eine Anzahl von Dünnschliffen aus diesen Gesteinen wird beschrieben. Im Hangenden dieser, am Remschnigg weitverbreiteten Mylonitgesteine wurden südlich von Arnfels phyllitähnliche Tonschiefer unbestimmten, paläozoischen Alters festgestellt, während überlagernde rötliche Schiefer der Untertrias zugezählt wurden.

Am Nordhang des Poßruck wurden von mir Phyllit-Glimmerschiefergesteine als Diaphthorite von Schiefergneisen gedeutet, wobei sich hier dem besonders stark mechanisch umgeformten Altkristallin rote, damals noch als Werfener Schiefer betrachtete Tongesteine unmittelbar auflegen. Es wird aus den Beobachtungen gefolgert, daß die Auflagerung der Poßruck-Remschnigg-Permotrias auf die kristalline Unterlage nicht normal ist, sondern daß sie nach den gewaltigen mechanischen Deformationen, die sich im Hangenden des Altkristallins einstellen, zu schließen, eine Bewegungsfläche von namhaftem Ausmaß darstellt, wodurch eine Analogie zu Kieslingers Beobachtungen im benachbarten Koralpengebiet gegeben sei.

Im Jahre 1928 faßt A. Kieslinger in einer abschließenden Arbeit seine Ergebnisse (21) zusammen. Im Kristallin der Koralpe wird eine Zweiteilung in eine tiefere Koralpengruppe (I.) und in eine höhere Brettsteingruppe (II.) vorgenommen. Vom Poßruck wird nur die

Brettsteingruppe als sicher vorhanden angegeben, wobei „Diaphthorite, Granatglimmerschiefer mit Marmoren und Eklogitamphiboliten, am Nordrande stark diaphthoritisiert und mylonitisiert, aber auch die D.-Zone am Südrande gegen die Reifniger Synklinale“ hervorgehoben werden.

Zum Paläozoikum werden Phyllite mit Diabasen und Grünschiefern gerechnet, welche auch Kalkeinschaltungen besitzen. Vom westlichen Poßruck wird ein schwarzer graphitischer Kalk von der Gemeinde Altenbach erwähnt. Das Alter des Paläozoikums sei nicht näher zu bestimmen. Die bunten Phyllite, welche mit dem Paläozoikum vorkommen, werden auch jetzt noch für Werfener Schichten gehalten.

Die östliche Fortsetzung der von den genannten Gesteinen gebildeten Drautalsynklinale gabelt sich nach Kieslinger in zwei Äste, von denen der nördliche zur Eibiswalder-Synklinale, der südöstliche zur Reifniger-Synklinale (letztere zwischen Bacher und Poßruck) führt.

Im Jahre 1929 (22) konnte ich feststellen, daß die Grundgebirgsscholle von Pongratzen, am Westende des Remschnigg, auf welche ich schon im Vorjahre verwiesen hatte, nicht nur in ihrem tieferen Teile (Graphitphyllite, graue Tonschiefer und Diabase) als paläozoisch anzusehen ist, sondern auch noch in den aufgelagerten, ursprünglich in die Untertrias gestellten, roten und grünen Schiefen (mit Diabasen). Für letztere Annahme spricht der Verbaud der Buntschiefer mit Tuffen, die jenen des Grazer Devons gleichen, das Auftreten von Diabasgrünschiefern im Buntschiefer und schließlich die enge Verknüpfung mit graphitischen Kalken von paläozoischem Habitus. An einer Stelle wurde aber auch typischer Buntsandstein neu festgestellt.

Am Spezialkartenblatt Unterdrauburg (23), welches 1929 ausgegeben wurde, brachte ich (in der Scholle von Pongratzen) obige Altersdeutung zum Ausdruck.

Im selben Jahre veröffentlichte A. Tornquist seine Studie über den Bergbau an Offberg bei Fresen (am westlichen Poßruck). Er stellt fest, daß über dem auch hier im oberen Teile stark diaphthoritischen Altkristallin eine Schubdecke vorliege, welche aus Graphitschiefern, leicht kristallinen Kalken, rotgefärbten Tuffschiefen, weichen Tonschiefern und Diabasen bestehe. Die Gesteine werden in das Altpaläozoikum gestellt. Stellenweise ist eine Mylonitgrenzzone, mit Gesteinsvermischung aus dem Liegenden und Hangenden, entwickelt, welche anzeigt, daß die Diaphthorose im Altkristallin schon vor der Überschiebung durch die bangende paläozoische Gesteinsdecke bestanden hat.

In einer regional orientierten Arbeit: „Über geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen“ (25), kommt R. Schwinner auch auf die von mir vom Poßruck beschriebenen „Mylonite“ zu sprechen. Schwinner vertritt die Auffassung, daß die von mir als Mylonite von Altkristallin betrachteten quarzitähnlichen Gesteine als ausgewalzte, geröllführende Sedimentärquarzite anzusehen und dem (vorpaläozoischen) Rannachkonglomerat gleichzustellen wären. Er spricht sich auch dagegen aus, daß die großen mechanischen Umformungen im Grundgebirge des Poßruck im Sinne der Auffassungen von Kieslinger und mir auf alpine Bewegungsphasen zurückzuführen wären, sondern hält sie für älter.

In den Aufnahmeberichten pro 1929 und 1930 teilte ich das Ergebnis ergänzender Begehungen am Poßruck mit, wobei versucht wurde, die Erscheinungen im Sinne der Ansichten Schwinnners zu deuten. Die Begehungen des Jahres 1931 ergaben jedoch die Richtigkeit der schon 1927 von mir vertretenen Auffassung von der reinen Mylonitnatur der vorerwähnten „Quarzite“, so daß diese Gesteine auch auf dem Ende 1931 erschienenen geologischen Kartenblatt Marburg (27) unter der Bezeichnung „Gangmylonite“ angeführt werden konnten.

Wie aus diesen Darlegungen hervorgeht, sind gerade in den letzten Jahren eine Anzahl von Arbeiten erschienen, welche den Poßruck oder dessen Nachbargebiete zum Gegenstand hatten, auf welche ich im Schlußabschnitt z. T. noch zurückkommen werde.

II. Hauptabschnitt.

Profilbeschreibungen.

A. Profile vom Remschnigg.

Allgemeines.

Die Achse des Remschnigg bildet ein O—W gestreckter, zirka 12 km langer, antiklinal gebauter Rücken, dessen Kern von altkristallinen und paläozoischen Gesteinen zusammengesetzt ist, während dessen Flanken, sowohl im N, wie im S, von mitaufgewölbten, miocänen Schichten eingenommen werden. Im N ist es das große südweststeirische Tertiärhecken, dessen Südsaum sich an die Remschnigg Antiklinale anschmiegt, während die Südflanke des Remschnigg von einer weiterstreichenden, miocänerfüllten Einnuldung begleitet wird, die ich als „Kappeler Synklinale“ bezeichnet habe. Diese letztere bedingt eine ziemlich vollständige Abtrennung des Grundgebirgsrückens des Remschnigg von der Hauptmasse des kristallin-paläozoischen Poßruckgebirges. Der Remschnigg ist demnach eine dem Poßruck vorgelagerte, durch eine miocäne Synklinale von ihm geschiedene, aus einem Grundgebirgskern und miocäner Ummantelung bestehende Vorfalte.

Die nachstehende Darstellung umfaßt im wesentlichen nur den Kern und die breitere, durch spornartig ins Tertiär vordringende Grundgebirgsausbuchtungen gekennzeichnete Nordflanke des Remschnigg. Die Südflanke der Antiklinale, die bereits auf jugoslawischem Boden gelegen ist, konnte einer systematischen Aufnahme nicht mehr unterzogen werden, sondern wurde nur in Form einzelner Orientierungstouren, begangen. Sie wird aber vorzüglich von Tertiär überdeckt.

Der Remschnigg zerfällt, unter Berücksichtigung seines geologischen Aufbaus, in vier Abschnitte:

1. In den Westteil, die Scholle von „Pongratzen“. Sie schließt sich unmittelbar an das Ostende des hauptsächlich aus altniocänem Block-

schutt bestehenden Radelgebirges¹⁾ an, und bildet die Fortsetzung von dessen, hier höher auftauchenden Grundgebirgssockels.

2. In die östlich anschließende Scholle von Altenbach, welche ebenfalls einen im Tertiär gegen N vordringenden Sporn erkennen läßt, und nur durch ein schmales, von Miocän unbedecktes Stück mit der Scholle von Pongratzen an der Oberfläche zusammenhängt.

3. In die Scholle des eigentlichen Remschnigg, eines geologisch, wie orographisch einförmig gebauten, ost-westlich erstreckten, kristallin-paläozoischen Walls, welcher gegen Arnfels zu einen etwas weniger auffälligen Grundgebirgssporn nach N entsendet, weiter östlich aber sich zusehends verschmälert.

4. Schließlich in die kleinen Grundgebirgsschollen an der West- und Südwestflanke des Montehügels bei Leutschach, welche nur durch einen schmalen, unter der Tertiärbedeckung hervortretenden kristallinen Saum noch mit dem Remschnigg zusammenhängen, gegen O hin aber, durch Achsensenkung der Antiklinale, unter die das Grundgebirge überlagernden Konglomerate des Montehügels versinken.

1. Die Scholle von Pongratzen.

(Siehe Taf. I und Taf. II.)

a) Das Profil im Grabenbachtal in Lieschen.

(Siehe Taf. I, Prof. 1.)

Der Grabenbach mündet bei Oberhaag in die Saggau. Sein Tal geht aus der Vereinigung von zwei Quellgräben, jenem des Stürzelbachs und jenem des Steinbachs hervor. Steigt man durch das von steileren Hängen begrenzte Tal des Grabenbachs über Lieschen auf, so quert man die einheitlich und regelmäßig mit mittleren Neigungen nach NNW verflächenden, unteren Eibiswalder Süßwasserschichten (Sande, Schotter und Konglomerate, sandige Tone).²⁾ Unter diesen Schichten lagern, mit durchschnittlich etwas steileren Neigungen (um 45°), nach NNW einfallende Radelblockschotter, die, wie überall, vorherrschend aus hochkristallinem, z. T. stark diaphthoritischem Material zusammengefügt sind. Die Basis der Radelschotter bilden hier mit Quarz- und Schieferbrocken gespickte Tone, welche aus der Aufarbeitung des unmittelbaren Untergrundes hervorgegangen sind.

Unter diesen Basisbildungen des Tertiärs tauchen im Profil des Stürzelbaches, mit steil nördlichem Einfallen, zuerst blutrot verfärbte Schiefer, hierauf violett-rötlich gefärbte Tonschiefer auf, welche, stellenweise stark gequetscht, Einlagerungen von grauen und graugrünligen (auch chlorithältigen) Schiefen aufweisen. Gegen das Liegende zu stehen diese „bunten Schiefer“ mit typischen Diabasgrünschiefern in engem Verbande. Nach der hier und an anderen Stellen zu beobachtenden Wechsellagerung der bunten Schiefer mit den Grüngesteinen, handelt es sich bei ersteren offenbar um diabatische Tuffite. Nach den durch die

¹⁾ Vgl. hierzu meine Studie: „Der Bau des ‚Radelgebirges‘ in Südsteiermark“ Jahrb. d. Geol. B. A. Wien, 79. Bd. 1929, H. 3 u. 4.

²⁾ Siehe auch „Der Bau des Radelgebirges“, S. 494, und dort T. XIV, Profil Fig. 2.

Angaben von Professor Heritsch (siehe dessen gleichzeitig in diesem Jahrbuch erscheinende Studie „Paläozoikum im Poßruck“, S. 3) bekräftigten Vergleichen sind diese Gesteine als Äquivalente der Diabas- tuffe im Unterdevon des Grazer Paläozoikums anzusprechen.

Die Grünschiefer zeigen starke Kleinfaltungen.

Eine NW—NNW streichende Querstörung überschneidet das Tal. Sie ist im Bachbett gut aufgeschlossen und läßt eine nach S gerichtete Schlepplung des östlichen Flügels erkennen. Es handelt sich also um eine steile (mit 60° nach NO einfallende) Blattverschiebung, an welcher der östliche Flügel der Gesteinsscholle — wie sich aus der Aufnahme ergab — um ein ganz beträchtliches Stück südwärts gerückt erscheint.¹⁾

Um die Fortsetzung des durch die Querstörung unterbrochenen Profils ins normale Liegende verfolgen zu können, muß man den auf halber Höhe am anschließenden, östlichen Neubergrücken verlaufenden Fahrweg begehen. Unter den Grünschiefern, die der Fortsetzung der vorerwähnten entsprechen, ist hier eine dreimalige Wechsellagerung von violetten Tuffit- schiefern und Diabasgrünschiefern zu beobachten. Darunter sieht man graue, phyllitische Tonschiefer anstehen. Es erscheint von Interesse, daß die bunten Tuffitschiefer im Hangenden dieses Profils (also jene über den oberen Grünschiefern) noch normalen Tonschieferhabitus aufweisen, während die liegenden Zwischenschaltungen schon mehr oder minder deutliche Umwandlungen zu Phyllit erkennen lassen. Sie deuten einen Übergang zu der noch stärkeren Umformung, wie sie die liegenden grauen phyllitischen Tonschiefer aufzeigen, an.

Am Fahrwege, unten im Grabenbachtale, der nunmehr in die westlich der Störung gelegene Scholle eintritt, treffen wir grabenaufwärts zunächst graue, weiche, paläozoische phyllitische Tonschiefer, steil nordfallend, welche einen calcitreichen Diabasgrünschiefer überdecken. Unter letzterem tauchen phyllitische Tonschiefer in großer Mächtigkeit hervor, die einen erkennbar stärkeren Grad an Metamorphose (glänzende Häutchen) aufweisen. Sie fallen steil nördlich ein. Gegen das Liegende zu geben sie in Graphitphyllite über, welche starke Kleinfaltungen aufzeigen. (Mitgefaltete Quarzlinsen!)

Die Graphitschiefer haben seinerzeit den Anlaß zu Schürfungen auf Graphit gegeben. Im Jahre 1870 wurde hier an Hermine von Diel ein Schurf verliehen (Pongratzen Maße) und ein $6\frac{1}{2}$ Klafter langer Stollen vorgetrieben. Der Graphit soll 3—5 Schuh Mächtigkeit besessen haben. Es hestand die Absicht, den Graphit zur Herstellung feuerfester Materialien im Eibiswalder Eisenwerke zu verwerten. Doch führten die Aufschließungen offenbar zu keinem befriedigenden Erfolge.

Am rechten Talgehänge finden sich (an dem schon vorhin erwähnten Fahrwege) in den graphitischen phyllitischen Tonschiefern eine Grünschieferlage und im Liegenden, getrennt durch stark gefaltete Graphit- schiefer, eine ca. 2 m starke Lage eines steilstehenden grauen Marmors.

Mit scharfer Grenze, vermutlich vermittelt einer Störung, grenzen sich die Phyllite gegen eine mächtige Masse von Amphibolit im Hinter- grunde des Stützelbachgrabens ab, welcher auf etwa 800 m Länge in

¹⁾ Vermutlich ist die im Bach aufgeschlossene Verschiebungskluft nur eine Begleit- störung der größeren Dislokation.

dieser Schlucht aufgeschlossen ist. (35° Nordfallen!) Bezüglich der petrographischen Zusammensetzung der Amphibolite vergleiche bei „Angel“. ¹⁾ Der unregelmäßig gebankte Amphibolit zeigt grabenaufwärts auch dünne Einlagerungen von phyllitischem Schiefer des Altkristallins. Die Amphibolite lassen stärkere mechanische Einwirkungen (Diaphthorese) erkennen, doch noch nicht in dem Ausmaße, wie im Bereiche einer darüber gelegenen eigentlichen Mylonitzone.

Steigt man im Amphibolit, in dem nunmehr schluchtartigen Stützelgraben weiter aufwärts, so zeigt sich, bei südlichem Einfallen der Bänke, die Auflagerung eines stark mylonitisierten Pegmatits auf dem Amphibolit. Auch in einem noch darüber liegenden Amphibolit erscheinen nunmehr die Anzeichen starker, mechanischer Umformung. Dieses mylonitisierte Grüngestein wird ferner von einem, von Limonitkrusten überzogenen Pegmatitmylonit bedeckt. Dieser wird schließlich seinerseits von einer dünnen Lage eines dunklen Mylonits überlagert, der offenbar aus der tektonischen Mischung zertrümmerter Pegmatite mit dem hangenden Graphitschiefer hervorgegangen ist. Es sind nach Angel's Untersuchung Gangmylonite mit grauschwarzer Grundmasse, bänderig und z. T. tachylitisch. (Bezüglich der Pegmatitmylonite vgl. bei „Angel“ S. 13—16).

Auf diese Mylonitgesteine legen sich stark zerquetschte Graphitphyllite auf, welche gegen den oberen Grabenschluß zu den Bach überqueren und hier die Einlagerung eines hellen Metadiabas enthalten.

Sonach zeigt sich an diesem — im übrigen für den ganzen Bereich des Nordabfalles am Remschnigg und Poßruck charakteristischen — Aufschluß ein Bewegungshorizont im Kristallin an der Basis der (paläozoischen) phyllitischen Tonschiefer. Die Graphitschiefer selbst sind ebenfalls stark deformiert und streichen oberhalb der Amphibolitscholle mit steil westlichem bis südwestlichem Einfallen über den Grenzkamm. Stark zerquetschte Lagen wechseln hier mit treppenförmig gefalteten Graphitschiefern ab.

Auch die übrige, in diesem Profile festgestellte Gesteinsfolge ist im großen und ganzen für den ganzen Remschnigg kennzeichnend. Über dem stark tektonisch umgeformten Grundgebirge lagern die zum Teil graphitreichen phyllitischen Tonschiefer, überdeckt von Diabasgrünschiefern, grauen Tonschiefern, als deren Hangendes bunte Tuffitschiefer (grüne, rote und violette Schiefer) erscheinen.

b) Die Aufschlüsse beim Gehöfte Korath und jene in der Südwestecke der Scholle von Pongratzen.

Im Aufstiege vom Stützelgraben zum Gehöfte Korath stellen sich über den phyllitischen Tonschiefern, welche auch hier mitgefaltete Quarzlagen aufweisen, Grünschiefer ein, welche von grauen Tonschiefern bedeckt werden. Sie fallen mit 30° nach SW ein. Am Rücken, welcher vom Korath gegen N läuft, zeigt sich in N geneigten Schichten nachstehende Aufeinanderfolge (von unten nach oben): graue, matte Tonschiefer, mächtigere, rote und violette Tonschiefer; eine dünne Lage eines schwarzen,

¹⁾ In diesem Jahrbuch: „Gesteine der Umgebuug von Leutschach und Arnfels in Steiermark“ (S. 10—13).

Crinoiden führenden Kalksteins; dann ein paar Lagen von violetter und grünem Schiefer und schließlich wieder graue Tonschiefer. Nahe der Tertiärauflagerung (südlich \diamond 578) stellen sich dann blutrot verwitternde Schiefer, wie im Grabenbachtale, ein. Die dunkle Kalklage im Profil entspricht vielleicht einer ähnlichen, aber mächtigeren Kalkbank im Altenbachgraben (östlich des Grabenbachtals), auf die ich noch verweisen werde.

Die Grünschiefer ziehen sich am Gehänge südwestlich von Korath in der Richtung nach Pongratzen weiter hinauf und erscheinen auch, vermutlich in Form einer Einfaltung im phyllitischen Tonschiefer, an dem westlichen Gabelaste des Grabenbaches. Eine mächtigere Diabaslage quert — nicht unweit der Auflagerung der Radelkonglomerate — die oberste Verzweigung dieses Grabens und bildet hier eine Felsstufe. In den phyllitischen Schiefen dieser Schlucht (unterer Teil) finden sich hellgraue, harte, rostig anwitternde, kiesreiche Bänke eingeschaltet, welche nach Angels Bestimmung als eine halbmetamorphe, anorthositische Lava der Diabasgruppe anzusprechen sind.

c) Das Profil am Neubergrücken.

(Siehe Taf. I, Prof. 2.)

Der Neubergrücken begrenzt das Grabenbachtal im O und scheidet es vom östlich davon gelegenen Neubergraben. Korrespondierend mit dem Auftauchen des Grundgebirges im Grabenbachtal erscheinen auch an diesem Höhenrücken paläozoische Felsarten unter der Tertiärbedeckung. Infolge der früher erwähnten Querstörung, an welcher die den Neubergrücken aufbauenden Schichten, gegenüber jenen des oberen Grabenbachtals, südwärts vorgerückt erscheinen, kommen hier die Phyllite nicht mehr zum Vorschein. An ihrer Stelle sind die Diabas- und Buntschiefergesteine in größerer Mächtigkeit entwickelt. Sie fallen mit durchschnittlich 40° nach N (NNW—NNO) ein. Als oberstes Schichtglied trifft man, unter dem hier mit grobem kristallinem Kalkgeröll versehenen Radel-schotter, die typischen violetten Tonschiefer (tuffitischen Schiefer), dann feste Diabasgrünschiefer und darunter zerquetschte, von Kalkspatadern durchzogene, gelegentlich violett angehauchte Grünschiefer. Unter letztere fällt ein Diabas mit $\frac{1}{2}$ cm großen Augiteinspringlingen ein. Alles in allem liegt hier wieder der dem Unterdevon von Graz entsprechende Schichtkomplex der Diabastuffe (Diabase und Tuffite) vor.

An der unteren Grenze der Buntschiefer erscheinen graue, matte, gefaltete phyllitische Tonschiefer, die ich für aufgeschuppte basale Schiefer halte, und unmittelbar darunter, gegen das Gehöft Jakl zu, abermals Diabasgrünschiefer. Beim Anstieg vom Jakl¹⁾ südostwärts auf die Kammhöhe quert man noch einmal eine mächtigere Serie von Buntschiefern mit einer Einschaltung von Diabasgrünschiefern.

Nach Analogie mit weiter östlich geführten Profilschnitten kann geschlossen werden, daß auch im Profil des Neubergrückens nicht eine normale Schichtfolge, sondern eine mindestens einmalige, vermutlich aber zweimalige tektonische Wiederholung der Gesteinsglieder vorliegt.

¹⁾ Unmittelbar neben dem Gehöft Jakl sind unter den Grünschiefern abermals phyllitische Tonschiefer zu sehen, vermutlich ebenfalls eine Schuppungsfläche andeutend.

d) Das Profil im oberen Neubergraben.

(Siehe Taf. I, Prof. 3.)

Der östlich des Neubergrückens gelegene Neubergraben erschließt ein reichhaltigeres Profil. Unter dem Radelschotter erscheinen hier zunächst violette, typische tuffitische Tonschiefer, welche mit 65° nach NNO einfallen; darunter äußerst feinschichtige graue Tonschiefer, welche von Diabasgrünschiefern (fleckigen Diabastuffen) mit Einlagerungen von echten Diabasen (nach F. Angel: „Gabbroider, sehr plagioklasreicher Diabas“!) unterlagert sind (= Unterdevon). Darunter folgen, mit gleicher Neigung, faltig verbogene Lagen eines graugrünen, weichen, milden Tonschiefers. Im Liegenden des letzteren sind wieder Grünschiefer aufgeschlossen, die z. T. stark gepreßt und in flache Wellen gelegt erscheinen, deren unmittelbare Unterlage ein dunkelblau-schwarzer, graphitischer, toniger Kalk bildet, welcher vermutlich die Basis einer oberen paläozonischen Schubscholle bildet.

Wir wählen zum weiteren Aufstieg des sich nunmehr verästelnden Neubergrabens die mittlere Schlucht. Unter dem dunklen Kalk tauchen hier feine grüne und gröbere Tuffe, kalkige grünliche Schiefer, grau-grünliche Tonschiefer, sowie gelbbraune Schiefer mit Kalklinsen auf. Nun folgt eine helle Kalkbank, welche, wie ich im Frühjahr 1931 zu meiner Freude feststellen konnte, einen an gut erhaltenen, an Korallen reichen Riffkalk darstellt. Nach Heritsch Bestimmung (vgl. dessen Arbeit S. 2) entspricht das Gestein den *Barrandei*-Schichten mit *Favosites styriacus* des oberen Unterdevons des Grazer Paläozoikums. Somit ist durch diesen Fund in der Schichtfolge des Remschnigg ein wichtiger Horizont festgelegt.

Grabenaufwärts finden sich (etwa 50 m oberhalb, aber im Liegenden der Korallenkalkbank) graugrünliche Tonschiefer, synklinal zusammengebogen, worunter typische Diabasgrünschiefer (Schiefer mit Hornblende-flecken!) erscheinen. Unter letzteren tauchen dann braune, eisenschüssig anwitternde, kalkhaltige Schiefer und Bänke eines massigen, hellen Gesteins auf, welches von Calcitadern durchzogen ist und reichlich Kies und Chlorit führt, offenbar ein heller Metadiabas.

Nun wird der Fahrweg erreicht, welcher vom Jakl in diesen Ast des Neubergrabens absteigt. Am Wege (knapp unterhalb und oberhalb desselben) stehen, unter vorgenannte Gesteine einfallend, grüne und violette tuffitische Schiefer an. In ihrem Liegenden sind Diabasgesteine aufgeschlossen. Die bunten Tonschiefer zeigen noch deutlich ihre Abstammung von Diabastuffen (Tuffiten). Die bunten Tuffitschiefer werden von Grünschiefern unterteuft, unter welcher letzteren wieder violette Tuffite erscheinen. In deren Liegenden sind im Bachbette hellgraue, kiesreiche, chloritführende, braun anwitternde, festere Gesteinsbänke aufgeschlossen, welche mit Grüngesteinen verknüpft sind. Diese Gesteine sind nach Angel als helle Metadiabase, bzw. als deren Tuffe anzusehen. Grabenaufwärts schließen sich normale Grünschiefer an. Am Gehänge des Grabens sind, über letzteren, an einer Stelle gelbliche, feinschichtige Tonschiefer aufgeschlossen, die nach Heritsch an die Falbeuschiefer des Grazer Paläozoikums erinnern.

Das tiefste Schichtglied in dem hier besprochenen Grabenprofil bilden schließlich (beim oberen Grabenschlusse) wieder violette Tufftschiefer, welche eine ansehnliche Mächtigkeit besitzen und gröbere Tuffgesteine in Gestalt von Tuffsandsteinen und brockentuffähnlichen Schiefere enthalten. Knapp beim Hause Mukonik sind feine, graugrüne Tonschiefer mit rostigen Putzen auf den Schichtflächen vorhanden.

Auf der Höhe oberhalb des Mukonik bedecken Radelschotter die Buntschiefer. Unter letzteren stellen sich an der Grenze gegen die phyllitischen Tonschiefer abermals Grünschiefer ein.

Das eben beschriebene Profil läßt auf Grund der Wiederholung analoger Schichten eine mindest einmalige Schuppung erkennen. Der Komplex von oberen Buntschiefern mit Diabasen, dem nach Analogie mit dem Grazer Paläozoikum ein unterdevones Alter zugeschrieben wird, ist zusammen mit dem unterlagernden schwarzen Kalk vermutlich als als eine höhere tektonische Einheit anzusehen. Eine Schuppungsfläche trennt ihn wahrscheinlich von dem Korallenkalk des höheren Unterdevons und dessen Begleitschichten, unter welchen wiederum mächtige Buntschiefer und Diabase in mehrfacher Wechsellagerung zutage treten. Der Kontakt der beiden, hier angenommenen Schollen ist leider nicht aufgeschlossen.

e) Das Profil am Thünabergrücken.

(Siehe Taf. I, Prof. 4.)

Der Thünaberg bildet die östliche Begrenzung des Neuberggrabens. Die Radelschotter reichen an diesem Höhenrücken weiter nach S, als in den beiderseits angrenzenden Gräben. Als oberstes Schichtglied taucht (südlich \diamond 640) roter Buntsandstein auf. Zuerst sieht man rote Schiefertone von Werfener-Habitus, welche mit 30° nordwärts einfallen; darunter Sandsteinbänke mit graugrünen und rötlichen, plattig bis blättrigen Tonzwischenlagen; weiters darunter rote und violette Tone; noch tiefer sind massige Bänke, von stärker verfestigtem (etwas quarzitischem), rötlichem und grauem Quarz-Glimmersandstein, in Begleitung von roten und grauen, matten Tönen erschlossen. Die Tone des Buntsandsteines zeigen keinen wesentlichen Grad an Metamorphose, wenn auch gelegentlich Kleinfältelung zu beobachten ist. Die hier unter der Bezeichnung „Buntsandstein“ zusammengefaßten Schichten mögen speziell in ihrem tieferem Teil auch dem Perm entsprechen (Grödener Sandstein).

Unter dem „Buntsandstein“ folgen nun nicht, wie zu erwarten, die Buntschiefer des Devons, sondern Tonschiefer von einem ausgesprochen geringen Grad an Metamorphose mit häufig sandig-glimmerigem Belag auf den Schichtflächen. Z. T. sind sie auch dünnplattig-dachschieferartig ausgebildet. Bänke von Glimmersandsteinen bilden Zwischenlagen.

Diese Tonschiefer und Sandsteine sind nicht nur am Kamm, sondern auch am östlichen und westlichen Gehänge (gegen den Neuberggraben zu) aufgeschlossen. Die Lagerung (unter „Buntsandstein“), sowie Gesteinshabitus sprechen für „Karbon“, was durch die Vergleiche von F. Heritsch bestätigt wird.

Auf der Höhe des Thünaberges bilden Buntschiefer mit Diabazwischenlagen das Liegende der „karbonischen“ Tonschiefer, welche vom

oberen Neberggraben heraufstreichen. An der Grenze zwischen den Tonschiefern und ihrer Diabas-Buntschieferunterlage erscheint eine dünne Lage von Crinoidenkalk. Es dürfte hier eine Störung durchgehen, welche — bei gleichmäßig einheitlichem Nordfallen der Schichtkomplexe — als Schuppung aufzufassen ist. Es liegt nahe, in ihr die Fortsetzung jener Störung zu sehen, die im Neberggraben an der Basis des dunklen Kalks vermutet wurde.

2. Die Scholle von Altenbach.

a) Das Profil im westlichen Altenbachgraben.

(Siehe Taf. I, Prof. 4.)

Die interessanten geologischen Aufschlüsse im westlichen Altenbachgraben sind, der besseren Übersicht halber, mit jenen am vorher beschriebenen oberen Thünaberg Rücken in eine Profilebene hineinprojiziert, auf Taf. I, Prof. 4, zur Darstellung gebracht.

Der Altenbachgraben mündet bei Unterhaag ins Saggautal. Der untere Teil des anfänglich breiten Grabens verläuft in unteren Eibiswalder Schichten (Konglomerate und Schotter, Sande, sandige Tone). Weiter aufwärts gabelt sich der Graben, der westliche Ast hierauf bei \diamond 369 nochmals. Zunächst soll der westlichste dieser drei Teilgräben, welcher an den Thünaberg anschließt, besprochen werden. In dieser, hier als „westlicher Altenbachgraben“ bezeichneten Schlucht erscheint unter der Tertiärüberlagerung (Radelschotter) zuerst eine paläozoische Scholle bloßgelegt, welche, allseits von Miocän umgrenzt, keinen Zusammenhang mit dem Grundgebirge des Remschnigg besitzt. Unter dem aus hochkristallinem Blockwerk bestehenden Radelschotter finden sich zunächst Grünschiefer, welche mit 30° nach NNO einfallen, und Grüngesteine mit den bezeichnenden Hornblendeflecken enthalten.

Vermittels einer Quetschzone ruhen die Grünschiefer auf einem dunkelgrauen, graphitreichen, spätigen Kalk auf. Es handelt sich um einen Crinoidenkalk, der in der streichenden östlichen Fortsetzung, im mittleren Altenbachgraben, steilbruchmäßig abgebaut wird. (Siehe nächsten Abschnitt.) Der Kalk ist stark zerdrückt und mit Chloritfasern versehen. Unter diesem Karbonatgestein folgen wieder Grünschiefer, welche mit $30\text{—}50^\circ$ nach NO einfallen und die bezeichnenden Gesteine mit grünen Hornblendeflecken enthalten. (Nach F. Angel, „Diabastuffe“.) Das Liegende der Grünschiefer bilden schließlich stark zerdrückte, graphitische, phyllitische Tonschiefer, oberhalb welcher wieder die Radelschotter bis an und unter die Grabensohle herabreichen. In dieser kleinen, paläozoischen Scholle ist nach dem Gesagten offenbar ein, durch eine Schuppung in zwei Teile gespaltener Grundgebirgsaufbruch zu sehen. Wahrscheinlich bilden die Diabasgrünschiefer die streichende Fortsetzung jener gleichartigen Gesteine, welche am Neberg Rücken und Neberggraben der Hauptsache nach dort die höhere Teilschuppe zusammensetzen.

Grabenaufwärts verdecken die mit Riesensteinen gespickten Radelschotter auf eine Strecke weit den tieferen Untergrund. Dort aber, wo von O her ein Fahrweg den Graben erreicht, tauchen wieder paläozoische Gesteine, u. zw. in der Ausbildung von Schiefern, auf (blutrote

Schiefer und darunter auch violette bis graue matte Tonschiefer). Sie werden von phyllitischen Tonschiefern, welche graphitische Lagen enthalten, unterteuft. Die Schichten fallen mit 40° nach O ein.

Nun mündet eine kleine Seitenschlucht von W her in den Graben (unterhalb des Gehöftes südlich des Korbisch). Sie gewährt interessante Aufschlüsse. Die Wände dieses kleinen Grabens werden im unteren Teil von stark gefalteten, zerdrückten und z. T. graphitischen, phyllitischen Tonschiefern gebildet (mit Kieselschiefer). Nach oben zu nimmt die mechanische Umformung der Tonschiefer zu. An der Nordseite der Seitenschlucht liegt eine kleine Kalkscholle inmitten der Schiefer. Ein prächtiger Harnisch (Einfallen mit 40° nach W—WNW) bildet die Untergrenze des Kalks gegen die Schiefermylonite.¹⁾ Der Kalk ist massig, z. T. rot gefleckt. Über dem Kalk, welcher linsenförmig im phyllitischen Tonschiefer ausspitzt, lagern noch ein paar Meter des Schiefers, welche abermals eine Kalklinse umschließen.

Die phyllitischen Tonschiefer sind auch auf der anderen Seite dieser kleinen Seitenschlucht, sowohl an dem unteren Gehänge, als auch oben am Fahrwege, aufgeschlossen. Zwischen beiden Phyllitpartien sind hier graue, glimmerige Tone und darunter eine schmale Dolomitbank sichtbar. Diese dunkelgrauen Tone, welche Spuren von verkohlten Pflanzenresten enthalten, waren mir schon vor Jahren an dieser Stelle aufgefallen. Das Fehlen einer Metamorphose in diesen Gesteinen hat mich veranlaßt, sie für jünger als altpaläozoisch zu halten. Es kam nur ein triadisches oder karbonates Alter in Betracht. Lagerung und Aussehen sprechen entschieden für letzteres. In Übereinstimmung mit F. Heritsch, welcher diese Lokalität mit mir besucht hat, werden diese Tone dem Oberkarbon zugeschrieben (vgl. auch in Heritsch voranstehender Arbeit, S. 2).

Die Glimmertone lassen sich — von weichen Sandsteinen begleitet — am Gehänge bis auf den Kamm des Neubergrückens hinauf verfolgen, von wo ich sie bereits erwähnt habe.

Die in Begleitung des Karbons auftretenden Dolomite (nach Heritsch devonen Alters!) und sich hinzugesellende Kalke setzen sich am Nordwestgehänge des (westlichen) Altenbachgrabens, mit vorherrschend flach westnordwestlichem Einfallen, auf einige 100 m weit fort. Hier erscheinen, auch im Liegenden des Karbons, rötliche und graugrünliche Flaserkalke und Kalkschiefer, welche in kleinen Steingruben aufgeschlossen sind. Nach F. Heritsch gleichen sie den roten Flaserkalken des Mittel- und Oberdevons der Karnischen Alpen. Im unmittelbaren Liegenden sind wieder hier sehr stark tektonisch zerdrückte Tonschiefer, z. T. graphitisch und quarzreich, in einer kleinen Runse bis in den Hauptgraben hinab, aufgeschlossen. Sie fallen mit 30° nach N ein. Auch Bänke eines stark mylonitisierten Grüngesteins sind örtlich eingeschaltet.

Im weiteren Anstieg schneidet der Graben in das kristalline Grundgebirge ein und entblößt hier Pegmatitmylonite und graugrüne Karbonatquarzite, denen sich, unmittelbar unter den auflagernden Tonschiefern, noch mylonitisierte „Phyllite“ (Glimmerschiefer) des Altkristallins zugesellen.

¹⁾ Die Striemen auf dem Harnisch verlaufen in der Fallrichtung (westlich).

Zwischen den Pegmatiten finden sich auch Gesteinslagen, welche nach Angel als amphibolitische Ultramylonite anzusprechen sind.

Im obersten Teil des Grabens stehen nordfallende Grünschiefer (z. T. typische Fleckenschiefer) über den Pegmatiten an, die schließlich von den, vom Gehöfte Mukonik herüberstreichenden Buntschiefern überlagert werden.

Es scheint demnach, wie auf dem Profil ersichtlich gemacht wurde, der mächtigere Komplex der paläozoischen Buntschiefer und Diabase an seiner Basis von einer Scherfläche abgeschnitten zu werden und unmittelbar am Pegmatitmylonit abzustoßen. Etwas östlich des Profilschnittes sind, oben hoch am Gehänge, im Liegenden der Buntschiefer, stark verdrückte phyllitische Tonschiefer und darunter, an der Grenze gegen den Pegmatitmylonit, dunkle, graphitreiche Gesteine aufgeschlossen, die helle Einschlüsse von Pegmatit enthalten. Ich fasse sie als Mylonite auf, hervorgegangen aus der Zermahlung von Graphitschiefer und Pegmatit, die den noch eingehend zu besprechenden, dunklen Gangmyloniten im Altkristallin sehr nahe stehen. Angel beschreibt diese Gesteine als einfarbige, schwarze Pegmatitultramylonite.

Das besprochene Profil zeigt uns abermals über dem stark mylonitisierten Grundgebirge eine in zwei (bzw. drei) Schuppen zerlegte, aufgeschobene paläozoische Decke. Es ist bezeichnend, daß hier auch kaum metamorphe Gesteinsglieder an der Schuppung Anteil nehmen, u. zw. karbonische Tone und Sandsteine, sowie normale Buntsandsteine.

b) Das Profil im mittleren Altenbachgraben.

(Siehe Taf. I, Prof. 5.)

Der mittlere Altenbachgraben schließt die paläozoische Gesteinsserie in größerem Umfang auf, als der westliche. Er scheint ausschließlich in der hier zu größerer Mächtigkeit anschwellenden höheren Schuppen-einheit (des westlichen Profils) zu liegen.

Betritt man den Graben von seiner Abzweigung bei \diamond 369, so findet man unter dem Miocän zunächst blutrote Tonschiefer, darunter einen grauen tonigen Kalkstein, welcher mit 50° nach NNW einfällt, von Calcitadern durchsetzt ist und rote tonige Häute auf den Schichtflächen, — die tieferen Partien mit tonigen Zwischenlagen — aufzeigt. Dieses Gestein gleicht nach F. Heritsch Kalken der *Barrandei*-Schichten des Grazer Paläozoikums. Im Liegenden folgen die typischen violetten Tonschiefer (Tuffitschiefer).

Nun stehen wir vor einem Steinbruch (Bezirkssteinbruch), in welchem linsenförmig auftretende Kalke abgehaut werden. Graugrünliche, z. T. Chlorit führende Tonschiefer bilden das Hangende; eine Scholle von Crinoidenkalk schwimmt im Schiefer und schneidet mit ihren Schichtbänken vermittle einer Scherfläche unvermittelt an diesem ab. Auch die darunter einfallenden, z. T. stark graphitischen, hell- und dunkelgrauen Tonschiefer enthalten Kalklinsen eingeschaltet. Überall die Anzeichen starker mechanischer Durchbewegung und Zertrümmerung des von Calcitadern durchsetzten Kalks! Der Kalk selbst hat außer Crinoiden noch eine Anzahl von Korallen geliefert, bezüglich deren auf die voranstehende Arbeit von F. Heritsch verwiesen sei. Nach Heritsch sind

im Kalke zwei Horizonte vertreten, u. zw. unterstes Devon (*er*) und Unterdevon (*Barrandei*-Schichten). Die Crinoidenkalke fallen mit mittleren Neigungen nach NW ein. Infolge dieser Streichrichtung erreicht der Kalk auch nicht den Kamm des Gehänges, an dem er im Steinbruch erschlossen ist, sondern zieht, dem Hange nahezu parallel, nordwärts, um unter der Überdeckung von Radelschotter zu verschwinden.

Im Liegenden des Kalkes¹⁾ taucht ein mächtiger Komplex von Diabasgrünschiefern (mit typischen Hornblendefleckenschiefern und Diabasen mit großen Augiteinsprenglingen) auf (vgl. hiezu bei Angel, S. 7). Die Lagen des Diabas streichen zwar am unteren Gehänge ebenfalls noch in nordöstlicher-ostnordöstlicher Richtung, lenken aber auf der Höhe des Rückens in die Ostwestrichtung um. Nahe der Basis zeigen die Grünschiefer eine Einschaltung von gefaltetem Tonschiefer. Die Basis der Grünschiefer bildet hier ein mindestens 200 bis 250 m mächtiger Komplex von Tonschiefern und Phylliten. Ich habe versucht, auf Karte und Profil eine Zweiteilung vorzunehmen, welche sich auf Verschiedenheiten im äußeren Habitus der Gesteine gründet. Der mächtigere Hangendteil der Schichten entspricht hellgrauen Tonschiefern und phyllitischen Tonschiefern, welche deutliche Kleinfaltung aufweisen, der tiefere Teil hingegen dunkelgrauen, phyllitischen Tonschieferu von ausgesprochen phyllitischem Habitus, welche eine Wellung der Bänke aufzeigen und graphitreiche Einschaltungen erkennen lassen. Wenn auf Karte und Profil diese (hangenden Teile der) Tonschiefer mit derselben Signatur hezeichnet wurden, wie graue Tonschieferlagen in der sicheren Devonserie, so soll damit nicht gesagt sein, daß sie diesen zeitlich entsprechen; vielmehr sollte nur der Gegensatz zu der augenscheinlich etwas stärker metamorphen tieferen Partie dieser tonigen Schichtgruppe angedeutet werden. Die Phyllite und Tonschiefer fallen steil (60—70°) vorherrschend nach NNW ein. Sie enthalten im tieferen Teil eine Einlagerung eines rotgrauen Sandsteins.

Schwieriger ist die Frage, wie die Phyllite des besprochenen Profils zu jenen im westlichen Altenbachgraben in Beziehung stehen. Dort konnten, wie angegeben, drei Schuppen, die beiden tieferen mit einer Phyllitbasis versehen, festgestellt werden. In dem Profil des mittleren Altenbachgrabens ist hingegen eine einzige, dafür sehr mächtige Phyllit-Tonschiefermasse vorhanden. Es wäre denkbar, daß nach Auskeilen der (im westlichen Altenbachgraben) beide Phyllitmassen trennenden Buntschiefer hier nur mehr ein einheitlicher Schieferkomplex vorhanden ist. Die trennende tektonische Fuge könnte dann an der Grenze der beiden, etwas verschiedenartig ausgebildeten Teile dieses Phyllit-Tonschieferkomplexes angedeutet sein.

Hinter einem größeren Bauerngehöfte (Haus westlich des Lackner) wird das kristalline Grundgebirge erreicht. Während westlich und östlich unseres Profilschnittes eine schmale Zone von „Pegmatitmylonit“ die Basis des Paläozoikums bildet, so erscheinen hier sehr stark mylonitisierte Amphibolite. Das weitere Gehänge, bis zur Kammhöhe hinauf, zeigt eine

¹⁾ An der 1931 durch den Steinbruch erschlossenen Grenze zwischen grauen Tonschiefern und Grünschiefern erscheint wieder eine 1½ m mächtige, ganz zertrümmerte Kalklage mit graphitischen Schieferschmitzen.

antiklinale Lagerung in den altkristallinen Schiefergesteinen und in den eingeschalteten Amphibolitbändern. Über dieser Gesteinsserie lagert auf der Höhe, welche \diamond 792 trägt, eine mächtigere Decke von Pegmatitmylonit, die offenbar der schon mehrfach erwähnten „Randzone des Kristallins“ angehört.

e) Das Profil am Höhenrücken zwischen östlichem Altenbachgraben und Hardeggraben.

(Siehe Taf. I, Prof. 6.)

Das in Rede stehende Profil verläuft hart am Ostsaum der gegen N in das Tertiär vorspringenden paläozoischen Scholle von Altenbach. Zwischen den Gehöften Vollmayer und Ploschnegg stößt das Paläozoikum an einer N—S verlaufenden Linie scharf gegen höhere Eibiswalder Schichten ostwärts hin ab. Der Bruch ist am Fahrwege südlich des Ploschnegg in einem kleinen Gehängeanschnitt aufgeschlossen. Stark verdrückte Grünschiefer grenzen sich hier gegen verquetschte, von Harnischen durchzogene, sandige Tone der Eibiswalder Schichten ab. Hier liegt also eine spät-nachmiocäne Bruchbewegung vor. Verfolgen wir das Profil vom Hangenden ins Liegende: Beim Ploschnegg taucht unter den unteren Eibiswalder Schichten noch der letzte, östlichste Rest von Radelschottern auf, der sich hier in einer Geröllanhäufung mit über kopfgroßen Einschlüssen von Gneisen, Marmoriten usw. zu erkennen gibt. Unmittelbar südlich des Geböftes kommen unter dem Radelschotter rote Buntsandsteine und Werfener Tone (schlecht aufgeschlossen) hervor, deren Liegendes von dunkelgrauen, graphitischen Tonschiefern mit grauen Sandsteinen gebildet wird. Sie stehen sehr steil, bzw. sind sie nach S überbogen. Dem Aussehen nach sind diese Tonschiefer dem Karbon zuzuzählen. (Vgl. Heritsch, S. 3.) Eine wenige Meter mächtige Bank von Dolomit (z. T. tonigem Dolomit) folgt darunter und wird ihrerseits von einem grauen, z. T. graphitischen Tonschiefer unterteuft, welcher den auflagernden Karbontonen gleicht. Nun folgt eine mehrere Meter mächtige blaugraue Kalkbank, welche sich als Crinoidenkalk erweist und vermutlich die Fortsetzung des Kalks vom mittleren Altenbachgraben darstellt. Ihr Liegendes bilden ein paar Meter grünliche und hierauf violette, bunte tuffitische Tonschiefer, die schließlich auf der mächtigeren Diabas-Grünschiefermasse, die bis zum Gehöfte Vollmayer reicht, aufruhet. Alle vorgenannten Schichten fallen steil nordwärts ein.

Die Altersdeutung der einzelnen Schichten im Profil ist ziemlich gesichert und wurde von Heritsch in seiner voranstehenden Arbeit gegeben (siehe S. 3). Danach wären die Crinoidenkalken ins unterste Devon oder Unterdevon einzureihen; der Dolomit „eher in das Mitteldevon, als ins Unterdevon zu stellen“; die schwarzen Schiefer und Sandsteine aber, wie angegeben, dem Karbon zuzuzählen. Der Dolomit wäre mit den karbonischen Schiefen verschuppt. Die liegenden Buntschiefer sind unterdevonen Alters, in welche Zeit wohl auch die Diabas-Grünschiefer eingereicht werden könnten, wenn sie nicht im Sinne von F. Heritsch mit den älteren Grünschiefern unter dem Caradoc bei Graz parallelisiert werden.

Beim Gehöfte Vollmayer erscheint im Liegenden der Diabas-Grünschiefer noch eine schmale Zone von grauen Tonschiefern und graphitisch-phyllitischen Tonschiefern, welche letztere an ihrer Basis eine starke mechanische Beeinflussung erkennen lassen.

Darunter lagert ein Pegmatitmylonit mit ein paar Lagen eines ganz diaphthoritisierten (alkristallinen) Schiefers. Diese Gesteine gehören der oberen (tektonischen) Randzone im Kristallin an. Vielleicht sind auch noch die unmittelbar darunter gelegenen, stark mylonitisierten Amphibolite dazuzuzählen. Doch wäre es aber auch möglich, daß sie bereits zu jener größeren Amphibolitmasse gehören, welche sich vom Gehänge des Remschnigg mit nordnordwestlichem Einfallen herabsenkt. Unter diesen letzteren Amphiboliten erscheinen im tiefen Graben, welcher sich gegen den Wuggaumüller hinaufzieht — von seinem Eintritt ins Paläozoikum bis hoch hinauf —, nur kristalline Schiefergesteine (Phyllite mit Muskovitporphyroblasten im Sinne Angels) aufgeschlossen, welche mit 30—35° nach NW einfallen. Die Höhe des Hauptkamms (östlich δ 800) wird schließlich wieder von Pegmatitmyloniten eingenommen, die zweifellos der hier auflastenden kristallinen „Randzone“ zugehören. Es erscheinen auch Mylonite vom Ausselen einer Hälleflinta und blasige Gangmylonite.

Die früher erwähnte Randzone von Pegmatitmylonit (südlich des Vollmayer) zieht sich am Gehänge ostwärts bis Hardegg und noch weiter hinaus fort. Gegen den östlich vom Vollmayer gelegenen, größeren Graben zu, der vom Remschniggkamm herabkommt, sind an der Nordgrenze des Kristallins die zugehörigen Gesteine aufgeschlossen, welche nach Angel als „kaolinisierte und mit Limonit angefärbte Grobmylonite von glimmerarmem Pegmatit“ zu bezeichnen sind. In dem Graben selbst aber fand ich Blöcke eines dichten, dunkelgrauen, mit Pegmatiteinschlüssen versehenen Gesteins, welches äußerlich das Bild einer Breccie gewährt. Es sind das Gesteine, die am Remschnigg eine sehr weite Verbreitung besitzen und auf welche ich noch zurückkommen werde. Nach Angel (vgl. S. 15) sind die hier von mir aufgesammelten Gesteine als „Pegmatitultramylonit mit weißen Pegmatitbrocken“ und als „Gangmylonit mit grauschwarzer Grundmasse und weißen kaolinisierten Pegmatitknollen“ anzusprechen.

Die analogen Gesteine sind mir schon 1913, bei erstmaliger Überquerung des Remschnigg, aufgefallen, doch konnte ich mir zunächst über ihre Deutung nicht klar werden. Bei Beginn meiner geologischen Aufnahme in diesem Gebiete (1926—1927) kam ich zur Überzeugung, indem ich die enge Verknüpfung dieser Gesteine mit stark mechanisch umgeformtem Altkristallin und ihre zonale Verbreitung feststellen konnte, daß es sich hier um eigentümliche Mylonite altkristalliner Gesteine handeln müsse. Ich dachte hierbei an Einschaltungen von Orthomaterial (wie Pegmatiten, Augengneisen) granitischer Zusammensetzung, wie sie allenthalben in den Korallengneisen auftreten, habe aber in meiner 1927 hierüber erschienenen Mitteilung in wenig glücklicher Weise von „Granitgneisen“ gesprochen, was hier berichtigt sei. Der Abschluß der geologischen Aufnahme, insbesondere die Feststellung des „gangförmigen“ Auftretens dieser Mylonite im Altkristallin und die genauen Schlußuntersuchungen F. Angels, deren Ergebnisse mir von Professor Angel jeweils in freundschaftlichster Weise zur Verfügung gestellt wurden, ergaben, daß meine 1927 veröffentlichte Auffassung im wesentlichen das Richtige getroffen hatte. Denn es zeigte sich, daß die in Rede stehenden Gesteine als Mylonite von Altkristallin, auf pegmatitischer Grundlage, aufzufassen sind.

3. Die Scholle des Remschnigg i. e. S.

a) Das Profil Remschnigg (♠ 758)—Steinbachgraben, südwestlich von Arufels.

(Siehe Taf. I, Prof. 7.)

Östlich des vorbesprochenen Profils (Vollmayer—Ploschnegg) verdecken die miocänen, höheren Eibiswalder Schichten (Tone, sandige Tone, Sandsteine und feine Konglomerate) zum großen Teil das Paläozoikum am Nordsaum des Remschnigg. Dort, wo der tertiäre Höhenrücken von Hardegg vom Remschnigg abzweigt, erscheint, an der Grenze von Kristallin und Miocän, eine kleinere Partie von stark verdrücktem und z. T. graphitischem, phyllitischem Tonschiefer, welcher steil nordnordwestlich einfällt.

Nach einer weiteren Unterbrechung setzt dann im Bereiche des Steinbachtals wieder ein, zunächst schmales Band paläozoischer Schiefergesteine an. Im Profilschnitt (Taf. I, Prof. 7), welcher vom Steinbachgraben bis zur Hauptkuppe des Remschnigg (♠ 758) gelegt wird, kommen unter den phyllitischen Tonschiefern zuerst vollständig mylonitisierte Pegmatite und Amphibolitgesteine hervor, die nahezu bis zur Unkenntlichkeit verändert erscheinen. Sie bilden ein vom Vollmayer bis hierher ununterbrochen verfolgbares Band. Die Pegmatitmylonite enthalten Gesteine, welche nach Angel teils geschieferte, teils mikrobrecciöse, teils arteritische Pegmatitmylonite darstellen, während unmittelbar darunter lagernde, grüne, chloritreiche Gesteine, die im Handstück unkenntlich sind, nach dem Schliffbilde Amphibolitmyloniten entsprechen.

Das Liegende dieser Mylonitzone bilden Glimmerschiefer (= im wesentlichen Angels Muskovitporphyroblastenschiefern entsprechend), welche ihrerseits von einem, mit 20—30° nach NNW einfallenden Amphibolit unterteuft werden. Die Amphibolite zerfallen durch eine Glimmerschieferzwischenlage in eine mächtigere Hangend- und eine dünnere Liegendpartie. Die Amphibolite der Hauptlage sind teilweise gut erhalten. (Nach Angel „körnig-streifiger Amphibolit“.) Der tieferen Lage entstammt ein grobmylonitischer Plagioklasamphibolit. Die Amphibolitlage läßt sich bis auf den Kamm des Remschnigg hinauf verfolgen, wobei sie in sehr deutlicher Weise den antiklinalen Bau des Bergrückens zum Ausdruck bringt. Anschließend an die mittelsteil nordfallenden Amphibolite finden sich nämlich (südlich davon), auf der Vorkuppe des Remschnigg, flachlagernde Amphibolite und noch weiter südlich steil südwärts einschließende Bänke.

Im analoger Weise äußert sich der antiklinale Bau auch in den kristallinen Schiefen, im Liegenden der Amphibolite, welche in dem Seitengraben (nächst der Profillinie) im tieferen Teile mit 30—35° nach NNW einfallen, während sie ganz oben steil (60°) südwärts einschließen.

Am nördlichen Gehängeabfall des Remschnigg erscheint im Profilschnitt eine isolierte kleine Partie von prächtigen, dunkelgrauen Gangmyloniten in typischer Ausbildung, erfüllt von pegmatitischen Einschlüssen in ihrer dunkelgrauen Grundmasse. Es finden sich auch Stücke, welche an den Pegmatiteinschlüssen die Faltung und Durchknetung des Gesteins gut erkennen lassen. Leider sind die Aufschlüsse unzureichend, um die

Beziehungen dieser Gangmylonite zum übrigen Kristallin hier beurteilen zu können.

An der kleinen Kuppe, unmittelbar westlich der Remschnigghöhe (♠ 758), stellen sich wieder ganz gleichartige Gesteine ein, welche von normalen Pegmatiten (auch Grobmylonite und Ultramyonite nach Angel) und Amphibolitmyloniten begleitet werden. Amphibolitmylonite stehen schließlich auch südlich des Sattels (auf dem Hauptkamm), inmitten des hier übergreifenden Tertiärs an.

Das Profil zeigt, wie die vorhergehenden, daß eine ganz ausgeprägte Mylonitzone von Pegmatiten und Amphiboliten im Hangenden des im allgemeinen weniger tektonisch beeinflussten, schiefrig-amphibolitischen Altkristallins festzustellen ist.

Beim Gehöfte Isaak findet sich auf der Kammhöhe des Remschnigg, unmittelbar über den Pegmatitmyloniten, eine kleine Scholle von bunten, paläozoischen Tonschiefern, hart neben miocänen Radelschottern, aufgeschlossen.

b) Das Profil Unter-Kappel—Kegelgraben (bei Arnfels).

(Siehe Taf. I, Prof. 8.)

Von ♠ 751 bei Unter-Kappel (Kammhöhe des Remschnigg) führt ein $\frac{3}{4}$ km langer Graben, der Kegelgraben, zum Steinbachtal bei Arnfels. Das Felsgerüst des Berges ist in dieser Schlucht besonders gut aufgeschlossen, so daß die auf Profil 8 dargestellten Lagerungsverhältnisse fast durchweg tatsächlich beobachtet sind.

Das Profil beginnt im N am unteren, westlichen Gehänge des Kegelgrabens, wo sich die Tone und Sandsteine der höheren Eibiswalder Schichten paläozoischen Schiefergesteinen auflegen. Als oberstes Glied der auch hier mit 30—40° nach N einschließenden, paläozoischen Schichtfolge erscheinen graphitische Quetschschiefer von phyllitischen Tonschiefern, vielleicht auf die darunterfolgenden Grünschiefer aufgeschuppt. Letztere werden hinwiederum von bunten Tuffitschiefern (violett und grünen Schiefen) unterlagert. Graphitreiche dunkle Tonschiefer und graue, kleingefaltete Tonschiefer bilden das Liegende. Sie ruhen unmittelbar dem kristallinen Grundgebirge auf.

Die altkristallinen Gesteine sind anschließend in einem kleinen Steinbruch aufgeschlossen, woselbst ganz brüchiges, weiches Material vorliegt. Es handelt sich um sehr glimmerreiche, helle Schiefergesteine, welche Bänke stark verschieferter Pegmatite enthalten. Die Lagen fallen mittelsteil nordwärts ein. Unter diesen Schiefen zieht eine kiesreiche, braun anwitternde Bank durch, welche ich für die Fortsetzung der im westlichen Profil die Unterlage des Paläozoikums bildenden Pegmatitmylonite halte. Glimmerschiefer bilden ihr Liegendes. Nun folgt darunter eine mächtigere Amphibolitlage, die streichende Fortsetzung jener des vorbesprochenen westlichen Profils. Unter der Hauptmasse des Amphibolits lagern, im Wechsel mit quarzischen Schiefergesteinen, feste Bänke von Biotit-amphibolit und eine Lage von Granatamphibolit und, durch Schieferbänder geschieden, eine Lage von grauem kristallinem Kalk und blaugrauem, kiesführendem Marmor. Es liegt also ein Amphibolit-Marmorzug mit begleitenden Schiefen vor. (Vgl. hei „Angel“, S. 12.)

Über dem Amphibolit verläuft eine ausgesprochene Bewegungsfläche, welche sich in vollkommener Mylonitisierung der auflagernden Schiefergesteine und in einer ausgesprochenen tektonischen Diskordanz zwischen Amphibolit und auflastendem Schiefer (Abstoßen steilgeneigter Schieferbänke an ersterem!) zu erkennen gibt. Auch muß hier eine Bank von Gangmylonit durchziehen, da viele Stücke dieses Gesteins herumliegen.

Der weitere Aufstieg im steilen Graben führt auf über 1 km Erstreckung durch gleichartige kristalline Schiefer, welche einzelne Lagen von Pegmatit mit großen Muskoviten und z. T. auch mit Turmalinen eingeschaltet enthalten. Etwa auf der Hälfte der Wegstrecke bis zum Kamm herrscht einheitliches, nordgerichtetes Einfallen, zuerst um 40° , dann flacher ($15-25^\circ$), hierauf wieder sich versteilend ($35-55^\circ$) vor, bis die ausgeprägte antiklinale Umbiegung erreicht wird, nach welcher die Schichten mit 35° , dann mit $20-25^\circ$ nach SSO—SSW einfallen. Gegen den Ursprung des Grabens zu wird eine Zone mit steiler Schichtaufrichtung (steiles S-, hierauf steiles NNW-Fallen) erreicht, welche eine Amphibolitbank eingeschaltet enthält. Darüber herrscht flacheres Südfallen. Die Kammhöhe wird schließlich von Pegmatitmyloniten mit dunkelgrauen Gangmyloniten eingenommen, über welchen noch phyllitische Tonschiefer der altpaläozoischen Basis aufruhren.

Auch dieses Profil läßt, wie die vorigen, den antiklinalen Bau im Grundgebirgsgerüst des Remschniggs klar ablesen. Auch hier zeigen sich an der Grenze von Paläozoikum und Kristallin pegmatitreiche Mylonite.

c) Das Profil Köfer bei Arnfels-Michelitsch.

(Siehe Taf. I, Prof. 9.)

Am Höhenrücken, auf welchem das Gehöft Köfer, genau südlich von Arnfels, steht, dringt das Paläozoikum in einem dreieckigen Sporn nordwärts in das Tertiär (höhere Eibiswalder Schichten und östlich auflagernde Arnfelder Konglomerate) vor. Die Schichten sind in den Hohlwegen, welche zum Gehöft Köfer hinaufführen, gut aufgeschlossen.

Das hangendste Glied des Paläozoikums bilden hier unter dem übergreifenden Tertiär blutrotgefärbte Tonschiefer mit steil nördlichem Einfallen, unter welchen violette Tuffitschiefer mit einer Einschaltung von grünlichen Schiefem folgen. Das Liegende dieser „Buntschiefer“ bilden graue Tonschiefer, stellenweise mit phyllitischen Häutchen und mit Kleinfaltung versehen, welche in ihrem tieferen Teile Sandsteinzwischenlagen enthalten. Letztere vergleicht F. Heritsch mit den Sandsteinen des Caradoc von Peggau oder Gösting bei Graz. (Einfallen mit 45° nach Norden.) Stark gefaltete und steil aufgerichtete, etwas phyllitische Tonschiefer bilden die Grenze gegen den darunterfolgenden Diabasgrünschiefer, welcher zahlreiche ausgeschiedene Kalklinsen aufweist.

Unter dem Diabas folgen in diesem Profile graue Tonschiefer, welche mit 70° nordwärts einfallen, unter welchen seidenglanzende, phyllitische Tonschiefer eine mächtige Liegendgruppe bilden. Sie reichen bis an den Rand des Kristallins (knapp hinter dem Gehöft Köfer) und enthalten graphitische Einlagerungen. Ganz an der Basis sind steil aufgerichtete, graphitische Quetschschiefer zu sehen, in welchen im westlichen Graben eine Grünschieferbank aufsteht.

In dem zu diesem Rückenprofil parallelen Schnitt im westlichen anschließenden Graben zeigt sich an der Grenze von mächtigeren Diabasgrünschiefern und liegenden phyllitischen Tonschiefern eine Partie von bunten Schiefern, was vermuten läßt, daß zwischen diesen und dem Diabas eine Schuppungsfläche durchzieht.

Die Unterlage des Paläozoikums wird von einer schmalen Zone von ganz mylonitisierendem Pegmatit gebildet; darunter finden sich auch Gesteine, die nach Angel als Pegmatitultramylonite zu bezeichnen sind, und auch karbonatführende Pegmatite.

Unter den Pegmatiten folgen „Glimmerschiefer“ („Muskovit-Porphroblastenphyllite“ Angels), welche auch mit den Pegmatiten abwechseln. In dem westlich unterhalb des Gehöftes Köfer gelegenen Graben fällt der analoge Schichtkomplex mit 30° nach N ein. Die Grenze zwischen Pegmatit und stark diaphthoritischen Glimmerschiefern ist ein ausgesprochen mechanischer Bewegungskontakt und wird von vollkommen zerquetschten Schiefern gebildet.

Die Glimmerschiefer unter der Pegmatitzone enthalten eine Einlagerung von mylonitisierendem Amphibolit. Im weiteren Aufstieg zum Remschniggkamm läßt sich auch an diesem Profil der antiklinale Bau im Kristallin erkennen, wobei höher oben auch das Amphibolitband wieder erscheint. Auf der Höhe bedecken auch hier wieder Pegmatitmylonite die Glimmerschiefer, welche schließlich noch eine Decke von phyllitischem Tonschiefer tragen. Im Bereiche der Pegmatitmylonite und Schieferdiaphthorite sind auch in diesem Profil die typischen „dunklen Gangmylonite auf pegmatitischer Grundlage“ sowohl am Gehänge, wie auf der Höhe des Remschnigg erschlossen.

Östlich der eben besprochenen Profillinie schließt sich am Nordgehänge des Remschnigg der Mantel der Pegmatitmylonite und seiner Begleitgesteine fast vollständig über dem tieferen, hauptsächlich aus Glimmerschiefern (mit Amphiboliten) bestehendem Grundgebirge. So erscheint hier der Abfall des Bergrückens von einheitlich nordfallenden Pegmatitmyloniten eingenommen, welche aus bräunlich anwitternden Pegmatiten, hellgebänderten, Hälleflinta ähnlichen Gesteinen und weit verbreiteten dunklen Gangmyloniten (auf pegmatitischer Grundlage) bestehen. Dazu kommen stark mylonitisierte Amphibolite (z. T. Ultramylonite nach F. Angel), welche insbesondere am Gehänge, bei Abzweigung des Rückens östlich des Gehöftes Köfer, an der Tertiärgrenze aufgeschlossen sind. Natürlich ist eine Trennung der verschiedenen Typen auf der Karte nicht möglich gewesen.

Betrachten wir noch das Paläozoikum im Raume östlich des besprochenen Profilschnitts. Am Rücken östlich des Köfer schwellen die Diabasgrünschiefer zu größerer Mächtigkeit an. Der noch weiter östlich hievon gelegene Graben (westlich des Gehöftes Solzer) ist nahezu ausschließlich in phyllitische Tonschiefer eingeschnitten, welche bei vorherrschend steiler Lagerung (im Nordteil des Grabens S einfallend!) starke Differentialfaltungen erkennen lassen.

Südlich des Gehöftes Solzer reicht das Miocän (als feinkörniges Arnfelder Konglomerat und Sandstein) am Remschnigggehänge höher hinauf, während östlich davon der Abfall wieder von mylonitisierendem Altkristallin,

vor allem aber reichlichen, dunklen, pegmatitischen Gangmyloniten gebildet wird. Die Ostbegrenzung des Tertiärs scheint hier einem Bruche zu entsprechen, an welchem der Ostflügel gehoben wäre, der sich auch noch im Raume nördlich des Peßnitztales andeutet. („Malschacherbruch.“)

4. Die östlichen, schmalen Grundgebirgsaufbrüche am Remschnigg.

a) Das Profil im Graben östlich des Gehöftes Pronintsch.
(Von \diamond 682 nordwärts.)

(Siehe Taf. I, Prof. 10.)

Östlich des Gehöftes Pronintsch gewährt ein tief eingeschnittener Graben in dem hier schon auf eine Breite von weniger als 1 km verengten Grundgebirgsaufbruch wieder günstige Aufschlüsse. Unter dem mit 40° nach NW einfallenden Sandsteinen und Konglomeraten der miocänen Arnfelder Serie taucht im Graben, ohne Zwischenschaltung von Paläozoikum, unmittelbar stark mylonitisirtes Altkristallin an. Über einer

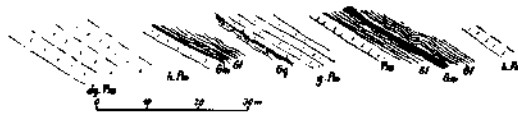


Fig. 1.

Pm = Pegmatitmylonit. *dg. Pm* = dunkelgrauer Pegmatitmylonit. *A. Pm* = heller Pegmatitmylonit. *g. Pm* = grauer Pegmatitmylonit. *Gm* = dunkler Gangmylonit. *Gl* = Glimmerschiefer (Muskovitporphyroblastenschiefer). *Gg* = Quetschzone im Schiefer.

Bank von kiesreichem¹⁾ Pegmatitmylonit lagert eine Scholle von diaphthoritisirtem „Glimmerschiefer“. Die Schichten fallen mittelsteil nach NNW ein. In ihrem Liegenden erscheint eine vorherrschende pegmatitische Zone, welche an dem Waldweg (westlich) oberhalb des Grabens aufgeschlossen ist. Diese Stelle ist vom besonderen Interesse, weil sie den einzigen Punkt in dem untersuchten Gebiete darstellt, an welchem die schon vielfach erwähnten, dunklen Gangmylonite im Kontakt mit ihrem Liegenden und Hangenden aufgeschlossen sind. (Siehe Textfig. 1.) Über einem mächtigeren, dunkelgrauen und darüber hellgrauen Pegmatitmylonit, der äußerlich an einen Quarzit erinnert, folgt, an der Grenze gegen einen auflagernden Glimmerschiefer, eine nur 4 cm dicke Lage von „dunkelgrauem Gangmylonit auf pegmatitischer Grundlage“. Über letzterem ruhen mylonitisirte Schiefer, Pegmatitmylonite und abermals „Glimmerschiefer“ auf. Diese letzteren enthalten eine 25 cm mächtige, gangförmige Einlagerung von „dunkelgrauen, pegmatitischen Gangmyloniten“ über sehr stark mechanisch mitgenommenen Schieferrn. Das Hangende des Profils bilden schließlich wieder Pegmatitmylonite.

Dieser Aufschluß zeigt, daß die als Lesesteine auf dem anschließenden Gehänge des Remschnigg so weit verbreiteten, harten, dunklen Gangmylonite tatsächlich eine gangförmige Einlagerung in einer stark mylonitisirten Pegmatit- und Schieferserie bilden. Ihr Auftreten innerhalb

¹⁾ Ein alter Schurfstollen ging hier dem Erz nach.

des Kristallins widerlegt auch die Auffassung, daß es sich hier um, wenn auch tektonisch überarbeitete, sedimentäre Transgressionsbreccien handelt.

Die Schichten fallen mit 30° nach NNW ein. Unter der Mylonitzone tauchen im Graben zwei Bänke von Amphibolit hervor, welche eine, mit 40° nach NNW einfallende Zwischenschaltung von mechanisch stark beeinflussten, kristallinen Schiefen enthalten. Der obere Teil des Grabens liegt ausschließlich in solchen Glimmerschiefern („Muskovitporphyroblastenphylliten Angels“), welche mit $30\text{—}40^\circ$ nach N—NNW einfallen, darunter aber zu flacherer nördlicher Neigung übergehen, um schließlich nach S einzuschließen. Am oberen Ende des Grabens stehen über stark gequetschten Glimmerschiefern wieder Pegmatitmylonite (mit Gangmyloniten) an, welche unter die Arnfelder Schichten auf der Kuppenhöhe 681 untertauchen.

b) Die Lagerungsverhältnisse im Graben an der Westflanke des Montehügels.

Südlich des Seitenrückens mit dem Gehöfte Leng ziehen sich die Arnfelder Konglomerate fast ganz bis auf dem Kamm des Remschnigg hinauf, so daß nur eine ganz schmale Brücke von Kristallin die Verbindung mit dem östlichen Verbreitungsbereich des Grundgebirges (zwischen dem Gehöfte Leber und dem Montehügel) herstellt. In diesem Raume herrschen, nebst Pegmatitmyloniten, stark diaphthoritisierte Schiefergesteine von äußerlich „phyllitischem“ Habitus vor. Es handelt sich aber nicht um paläozoische Phyllite, sondern um regressiv umgewandelte Schiefergesteine des Altkristallins, welche mit Pegmatiten innig tektonisch gemischt sind und offenbar auch hier wieder die große Bewegungszone andeuten. Aufschlüsse in diesen Gesteinen befinden sich z. B. unmittelbar unterhalb (südwestlich) des Geböftes Leber, woselbst über steil südlich einfallenden Glimmerschiefern dunkle Gangmylonite und über diesen die Altkristallindiaphthorite folgen.

Die Schlucht westlich des Montehügels schließt im oberen Teil Pegmatitmylonite, welche eine Einlagerung von ganz mylonitisierendem Amphibolit enthalten, auf; darunter weniger umgeformte Glimmerschiefer, die mittelsteil nach S einfallen und von einer Lage von dunkelgrauem Marmor unterteuft werden. In Verbindung hiemit erscheinen Pegmatitmylonite. An dem Wege, welcher von diesem Graben (im unteren Teile) westwärts führt, ist eine 2 m mächtige Bank von dunkelgrauem, typischem Gangmylonit auf pegmatitischer Grundlage (mit schönen Pegmatiteinschlüssen) in einem kleinen Felsriff sichtbar, welche sich über sehr stark gepreßten Pegmatit auflagert. Auch an dieser Stelle ist das Hervorgehen der dunklen Gangmylonite mit ihren hellen Pegmatiteinschlüssen aus hellfarbigem, mylonitisierendem Pegmatit deutlich sichtbar.

Das Kristallin (bzw. seine Mylonite) werden im unteren Teil des Montegrabens von nordfallendem Diabasgrünschiefer (Diabastuffen) und phyllitischem Tonschiefer überdeckt. Als Gegenflügel zu diesen paläozoischen metamorphen Eruptiven sind an der Südflanke der Remschniggantiklinale, südwestlich des Montehügels, über Kristallindiaphthoriten

(= „Phylliten“), rote (bunte) Tuffitschiefer zu sehen, die mitsamt ihrer Unterlage hier unter dem übergreifenden Miocän sichtbar werden.

c) Die kleine Grundgebirgsscholle auf der Südseite des Montehügels.

Schon F. Blaschke hatte von der Südseite des Montehügels das Auftreten eines Kalks erwähnt (8, S. 51). In dem Graben, welcher direkt unterhalb der Montekuppe entspringt, sind ganz zu „Phyllit“ umgeformte Kristallin-Schiefer aufgeschlossen, an welche sich (südwestlich) eine kleine Scholle eines rötlichen, von hellen Adern durchzogenen Kalks anschließt. Ob dieser Kalk noch zum Kristallin gehört oder schon der paläozoischen Auflagerung zuzuzählen ist, kann ich nicht entscheiden.

B. Die Grundgebirgsscholle am Nordgehänge des Poßbrucks, nördlich von Heiligengeist am Poßbruck.

Allgemeines.

(Siehe Taf. II.)

Gehörte die kristallin-paläozoische Zone des Remschnigg einer nördlichen Vorfalte des Poßbruckgebirges an, so bildet die ebenfalls noch auf österreichischem Boden gelegene Grundgebirgsscholle nördlich von Heiligengeist schon einen Bestandteil des Poßbrucks i. e. S., welcher vom Remschnigg durch die bereits erwähnte, mit Miocän erfüllte „Kappeler Synklinale“ getrennt erscheint. Allerdings ist nur ein kleiner Ausschnitt aus dem Poßbruckmassiv bei Österreich verblieben. Meine Studien beschränken sich, ihrem Zwecke — der Aufnahme des österreichischen Anteils von Blatt Marburg — entsprechend, im wesentlichen auf dieses kleine Gebiet.

Die kristallin-paläozoischen Gesteine der Scholle nördlich von Heiligengeist zeigen, von ihrem Auftauchen aus dem Schlier im N bis zu ihrer mesozoisch-tertiären Überdeckung am Grenzkamm im S, eine maximale Erstreckung von über $2\frac{1}{2}$ km, während sie in der OW-Richtung auf etwa 4 km, meist nur unter der Tertiärbedeckung in den Grabentiefen, bloßgelegt sind. So unbedeutend auch die Ausdehnung dieser älteren Gesteine ist, so mannigfaltig sind die hier auf einen engen Raum zusammengedrängten Bildungen. Das Altkristallin ist durch kristalline Phyllite (Glünnerschiefer), Pegmatite, Amphibolite, quarzreiche Marmore, Quarzite, durch Mylonite der vorgenannten Gesteine und schließlich durch Gangmylonite vertreten. Im Paläozoikum finden sich phyllitische Tonschiefer und Graphitphyllite, graue Tonschiefer, bunte Tuffitschiefer, Kieselgesteine, Diabasgrünschiefer usw. Das Mesozoikum zeigt auf der Kammhöhe und in deren Nähe Buntsandstein, Cardita-schichten, Hauptdolomit, Gosaumergel und Rudistenkalke. Schließlich ist eine ausgedehnte Überdeckung durch altmiocäne Blockschotter (wahrscheinlich dem Radelschotter oder älteren Eibiswalder Schichten entsprechend), durch Sandsteine, feinkörnige Konglomerate und sandige Tone (= Eibiswalder Schichten) und durch Schlierablagerungen, mit

Balancen führenden Basiskonglomeraten, vorhanden. Hiezu kommt, daß kein geschlossener Verbreitungsbereich der Schichten besteht, sondern daß über dem Grundgebirge nur Bruchstücke darüber verschobener Gesteinsschollen liegen, wobei die miocäne Schichtfolge über das stark gestörte Gebirge und seine Schubflächen übergreift. Aber auch letztere ist noch von kräftiger Aufrichtung (breiter Faltung) und örtlicher Bruchbildung ergriffen worden. So waren genauere Begebungen erforderlich, um die oft versteckt gelegenen Schollen des Grundgebirges unter der Tertiärbedeckung aufzustöbern und die Zusammenhänge, soweit als möglich, klarzulegen.

1. Das Profil entlang des Heiligengeistgrabens bis zum Jarzkogl.

(Siehe Taf. II, Prof. 1.)

Die besten Aufschlüsse in der Grundgebirgsscholle nördlich von Heiligengeist gewährt der tief eingeschnittene, in seinem unteren Teil klammartig ausgebildete Heiligengeistgraben, welcher von S nach N verläuft und in welchem, nach Abdeckung von Tertiär und Paläozoikum, das Grundgebirge auf größere Erstreckung bloßgelegt ist.

Wir beginnen mit der Profilbeschreibung im N, bei der auf der Karte als Spitzmühle (südlich von Leutschach) bezeichneten Örtlichkeit. Am Gehänge unmittelbar nordwestlich der Spitzmühle heben sich aus den gegen N einfallenden Schliermergeln vollkommen diaphthoritische, phyllitische Schiefergesteine (Quetschschiefer) empor, auf welche ich schon 1926 verwiesen habe (17). Sie enthalten eine, ebenfalls stark mechanisch verdrückte Einlagerung eines Kieselgesteins, welches letztere noch an mehreren Örtlichkeiten der Scholle von Heiligengeist, im Paläozoikum eingeschaltet, zu beobachten war. Leider fanden sich darin keine organischen Reste und liegt nach dem Schlibbild ein etwas umkristallisierter, reiner Quarzsandstein von mit freiem Auge erkennbarer Körnung vor.

Diese Phyllonite überlagern violette Tuffschiefer und Diabasgrünschiefer, die unmittelbar darunter, an dem von W zur Spitzmühle fließenden Bach, aufgeschlossen sind. Es liegt also offenbar eine, von mylonitisierten Phylliten überschobene Partie der jedenfalls dem Devon zuzurechnenden Tuffe und Diabase vor. Wahrscheinlich stehen die eben erwähnten, aufgeschobenen Quetschschiefer mit gleichartigen Gesteinen unmittelbar im Zusammenhang, welche 500 m oberhalb, in dem von W her zur Spitzmühle absteigenden Graben, zunächst einem Bauernhofe, (südlich Untermory) anstehen. In einer Abgrabung bei diesem Hause sind vollkommen mylonitisierte, blaugraue Schiefergesteine aufgeschlossen, welche nördlich einfallen und an welche sich südwärts (vermutlich im Liegenden) ebenfalls Buntschiefer und Diabasgrünschiefer anschließen.

Der nun weiter zu besprechende Profilschnitt verläuft von der Spitzmühle aus in rein südlicher Richtung zunächst am rechten Gehänge des Heiligengeistgrabens, um dann — bei kleiner Richtungsänderung (nunmehr in südsüdwestlicher Richtung) — die Schlucht zu überqueren. Es setzt sich an der linken Gehänge fort und führt schließlich — bei Einlenken in südsüdöstlicher Richtung und bei neuerlicher Überquerung der Heiligengeistgrabens — am rechten Gehänge bis zum Grenzkamm hinauf.

Unmittelbar oberhalb (südlich) der Spitzmühle stehen noch Buntschiefer in Verbindung mit grauen Tonschiefern an, wobei auch hier Blöcke des bereits erwähnten Kieselgesteins herumliegen. Im weiteren Aufstieg zeigen sich im Hohlweg graue, etwas phyllitische Tonschiefer, über welchen wieder violette (bunte) Tuffschiefer lagern, wobei sich eine Bank des „Kieselgesteins“ dazwischen schaltet. Die Buntschiefer reichen bis zum Gehöfte Unt. Gurstner (♠ 520), wo phyllitische Tonschiefer mit Einlagerungen von graphitischen Schiefern als Liegendes erscheinen und bis zur Tertiärauflagerung beim Gehöfte Josel anhalten.

Kombiniert man nun diese, am Rückenabfall beobachteten Schichtlagerungen mit jenen, welche in der westlich unterhalb gelegenen Heiligengeistklamm zu sehen sind, so zeigt sich in den dort bloßgelegten, tieferen, kristallinen Gesteinszonen ein von der paläozoischen Decke unabhängiger Faltenbau. Dies weist auf eine, über dem Kristallin durchgehende Abscherungsfläche hin.

Das nördlichste, aufgeschlossene Glied des Kristallins bilden einige Meter mächtige kalkhaltige, gröbere Phyllite und Quarzite. Diese offenbar schon zur kristallinen Basis gehörigen Gesteine sind nach F. Angel vielleicht aus einer tektonischen Mischung von kristallinen Phylliten, Kalkgesteinen und eventueller Mitbeteiligung von Pegmatiten hervorgegangen. Sie fallen mittelsteil nach N ein. Darunter folgt eine Bank von sehr kiesreichem, blaugrauem „Quarzit“, welches Gestein Angel als „Gangmylonit“, hervorgegangen aus einem quarzreichen Muskovitphyllit, ansehen möchte. Es wird von einer ganz zerdrückten, quarzreichen Pegmatitmasse unterlagert. Letztere ist die unmittelbare Fortsetzung eines mächtigeren Pegmatitmylonitkörpers, welcher in dem (großen) Graben unmittelbar östlich der Spitzmühle, in einem in Betrieb befindlichen Steinbruch, sehr gut aufgeschlossen ist. Ich komme auf diese Örtlichkeit noch zu sprechen.

Unter dem Pegmatitmylonit folgt, in gleicher Weise, wie in dem erwähnten Steinbruch südöstlich der Spitzmühle, eine mit 30° — 40° nach N einfallende Amphibolitmasse. Darunter wird ein Wechsel von kristallinen Phylliten (Glimmerschiefern), mit zwei weiteren Einschaltungen von Amphibolit, beobachtet, unter welchen mächtigere Schiefermassen, darunter auch Biotit führende Glimmerschiefer, hervortauchen, die antikalinal gebaut sind und im Gegenflügel mit 30° nach S einfallen.

Auf der Südseite der Wölbung banen sich nun über den Schiefern wieder Amphibolite auf, welche von kristallinen Schiefern überdeckt werden, die von plattig durchgeschieferten Pegmatitmyloniten durchsetzt sind. In der synklinalen Einmuldung folgt, im Hangenden der vorgenannten Gesteine, eine höhere Amphibolitlage, welche südwärts mit mittlerer Neigung wieder aufsteigt. Besonders die Hangendpartien sind vollkommen ausgequetscht.

Die zur (südlichen) Antiklinale ansteigende Schichtfolge zeigt unter den Amphiboliten kristalline Schiefer mit einer Einschaltung eines kiesreichen, kaolinisierten Pegmatits. Darunter folgen eigentümliche, helle, feste Gesteinsbänke, welche reichlich Karbonat führen und einer genauen Deutung ihrer Entstehung Schwierigkeiten bereiten. Für diese Gesteine stellt Angel die Erklärung auf, daß es sich hier um „tektonische oder

zumindest tektonisch letztgeprägte Mischgesteine von Marmor und Pegmatit* handle. Einzelne Quarze heben sich schon mit freiem Auge in der karbonatreichen Masse ab. (Vgl. hiezu bei Angel, S. 17.) (Aus einer Teilanalyse des Gesteins ergibt sich ein Gehalt von 17·8% CaCO_3 und 8·3% MgCO_3 .) Auch Amphibolitlagen treten in Verbindung mit diesen eigentümlichen Gesteinen auf.

Die marmorreichen Lagen fallen zunächst nordwärts ein, legen sich dann flach, um schließlich, weiter oberhalb, nach S einzuschließen.

Über die karbonatischen Gesteine schichten sich mächtigere Bänke kristalliner Schiefer auf, über welchen sich schließlich Amphibolite einstellen, die flach gelagert erscheinen, um sodann am Gegenflügel der Synklinale, mittelsteil gegen S aufzusteigen. Von den Felswänden der Klamm brechen hier karbonatreiche Amphibolitgesteine nieder, die nach Angel „Koralpenamphiboliten mit Karinthinresten“ entsprechen. (Bezüglich der Amphibolite vgl. Angels Beschreibung; S. 12.)

Nun wölben sich die Schiefergesteine zu einer dritten Antiklinale empor, welche, nebst grobschuppigen, muskovitreichen Schiefeln, turmalinführende Pegmatite enthält. Eine mächtige Amphibolitmasse ist eingeschaltet. Den Kern der Wölbung bilden turmalinpegmatitführende Glimmerschiefer, die bald zu südlicher Neigung übergehen. Am Westgehänge des Heiligengeistgrabens erscheint hier eine mächtigere Pegmatitmasse, die eine kleine Felsgruppe bildet.

Das Paläozoikum, welches auf dem Gehänge östlich und westlich des Heiligengeistgrabens dem Kristallin am Nordflügel der Antiklinale aufliegt, grenzt, stellenweise ohne Zwischenschaltung von Phyllit, unmittelbar mit seinen Buntschiefeln ans Kristallin. (Siehe Taf. II, Prof. 1.) Weiter südlich stellen sich aber die phyllitischen Tonschiefer und darunter eine Zone von mitgeschleiften Pegmatitmyloniten an der Basis des Paläozoikums ein.

Andere Gesteine zeigen sich an dem südwärts absinkenden Gegenflügel des zuletzt erwähnten, kristallinen Gewölbes. Hier erscheinen eigentümliche, feste, quarzische Gesteine, welche in der feineren Grundmasse Fragmente von kristallinen Schiefeln und durch Auslaugung entstandene Hohlräume enthalten. Zweifellos handelt es sich hier um Mylonite, u. zw. betrachtet Angel diese Gesteine als „Gangmylonite“, welche auf die (altkristallinen) quarzreichen Muskovitporphyroblastenschiefer als Ausgangsmaterial zurückgehen; eine Deutung, für welche auch die Lagerung unmittelbar über den kristallinen Schiefeln und unter der überschobenen, paläozoischen Decke, sowie die Begleitung durch unzweifelhafte dunkle, pegmatitische Gangmylonite (im Liegenden) spricht. Letztere sind in einem kleinen Felsen, im Bette des Heiligengeistgrabens, aufgeschlossen.

Über diese Mylonite legen sich — bei Aussetzen der phyllitischen Tonschiefer — unmittelbar bunte (violette), altpaläozoische Tonschiefer, welche mit Diabasgrünschiefeln zusammentreten und eine Synklinale bilden. Daran schließen sich, am südlichen Gegenflügel der Synklinale, phyllitische Schiefer an, bis die miocänen Ablagerungen zur Grabensohle herabziehen und eine Strecke weit das Grundgebirge verdecken. Leider

ist hiedurch die wichtige Kontaktstelle zwischen dem Grundgebirge und dem Mesozoikum des anschließenden Grenzkammes verhüllt.

Der Grenzrücken zwischen Österreich und Jugoslawien wird (bei und östlich von Heiligengeist a. P.) von den zuletzt von F. von Benesch genau geschilderten, mesozoischen Gesteinen gebildet. Rote und graue Sandsteine und Konglomerate, stellenweise etwas quarzitisch ausgebildet, wurden von früheren Autoren zum Buntsandstein gestellt, von F. von Benesch aber als permischer Grödener Sandstein betrachtet. Angesichts des Zusammentretens dieser Gesteine mit sicherer (höherer) Trias und in Anbetracht der Unmöglichkeit, die Zugehörigkeit dieser Schichten zum Perm einwandfrei sicherzustellen, gebrauche ich die Bezeichnung „Buntsandstein“, halte aber auch ein permisches Alter, bzw. ein Hinabreichen ins Perm nicht für ausgeschlossen. Der „Buntsandstein“ enthält im Gebiete von Heiligengeist meist klein dimensionierte, stellenweise aber bis etwa faustgroße Einschlüsse von Quarz, rotem und grauem Porphy und muskovitreichem, schiefrigem Material („Glimmerschiefer“ und Pegmatit) in teils gerundetem, teils eckigem Zustand. Auch die recht häufigen Porphygerölle erreichen bis Kindesfaustgröße.

Über dem Buntsandstein lagern mehrorts, so auch in unserem Profilschnitte (südlich \diamond 921), kaum metamorphe, graue Tonschiefer, welche nach Stur und v. Benesch als Carditaschichten anzusprechen sind und durch Wechsellagerung in Plattenkalke (Opponitzerkalke nach Benesch) übergehen. Sie enthalten schlecht erhaltene Fossilreste (9 a, S. 180).

Über den Carditaschichten lagert der Hauptdolomit, welcher die Kuppenhöhe \diamond 921 und, westlich davon, die Kirchenhöhe von Heiligengeist aufbaut. Er zeigt zellige Rauchwackenbänke eingeschaltet.

Am Nordwestgehänge von \diamond 921 legen sich mit steiler, z. T. inverser Lagerung (70° südfallend) Gosauschichten auf. Die tiefste Lage bilden scheinbar, nur in Lesestücken festzustellende, quarzführende Kalksandsteine, über welche rote und graue Zementmergel mit Einschaltung einer feinen Breccie folgen, während schließlich sandig-spätige Kalke das Hangende bilden. Miocän lagert darüber und verhüllt die Verbindung dieser mesozoischen Scholle mit der unmittelbar westlich benachbarten, an der Kirchenkuppe von Heiligengeist.

Mit F. v. Benesch betrachte ich das Fehlen von Mitteltrias, sowie das häufige Aussetzen der Carditaschichten als eine tektonische Erscheinung, bedingt durch eine Vorschuppung der höheren mesozoischen Glieder bei Zurückstau der mittleren Trias. Aber auch die Unterlage der gesamten triadisch-cretacischen Scholle, also auch die Basis des Buntsandsteines und, wo er fehlt, der höheren Schichtglieder, wird durch eine Bewegungsfläche gebildet. In unserem Profil besteht die Unterlage des Buntsandsteins im Sockel des Jarzkogels aus kristallinen Schiefen und Pegmatiten, welche in der Nähe des Kontaktes mit der Trias in typische Mylonite übergehen. An dem Wege, welcher an der Westseite des Jarzkogels zu Tale führt, sind unter den hier grau gefärbten und mechanisch stärker beeinflussten Buntsandsteinen ganz mylonitisierte Schiefergesteine zu sehen. Ich sammelte hier auch Stücke von typischem, blaugrauem „Gangmylonit auf pegmatitischer Grundlage“ auf. Sonach

zieht die an der Basis des Paläozoikums am Remschnigg und Poßruck festgestellte, schmale Zone vollständig mylonitisierter Pegmatit- und Schiefergesteine auch in der Unterlage der Trias von Heiligengeist a. P. durch.

Südlich des Jarzkogels (♠ 966) steigt der Kolarkogel auf, wie ersterer schon auf jugoslavischen Boden gelegen, welcher an seinem Nordgehänge eine mächtigere Amphibolitlage aufweist, während darunter, an seiner Süd- und Ostflanke, „Glimmerschiefer“ erscheinen.

Aus den im Prof. 1 dargestellten Lagerungsverhältnissen im Bereiche der Triasscholle des Jarzkogels (Kote 921 östlich von Heiligengeist a. P.) kann der Schluß abgeleitet werden, daß auch hier eine, durch eine tektonische Bewegungsfläche größerer Bedeutung von Ihrer Unterlage abgetrennte Scholle mesozoischer Gesteine (Buntsandstein-Gosau) vorliegt, wobei die basale Gleitfläche verschiedene Schichten des Mesozoikums glatt durchschneidet und offenbar ein seiner Wurzeln beraubter Faltenbau vorgeschoben wurde (= „Typus des zerschnittenen Faltenschubs“¹⁾).

Es wird hier also die Auffassung von F. v. Benesch dahin erweitert, daß nicht nur innerhalb der Trias (an der Basis der Carditaschichten) eine Abscherungsfläche angenommen, sondern auch eine basale Abscherung der gesamten Poßrucktrias vorausgesetzt wird.

F. v. Benesch hatte ferner schon darauf verwiesen, daß die Nordgrenze des „Klippenzuges“ (Heiligengeist—Heiligenkreuz a. P.), namentlich in der Zone nördlich von Heiligenkreuz, den Eindruck eines mächtigen Randbruches erwecke. Einen solchen O—W (OSO—WNW) streichenden Bruch nehme auch ich als Nordbegrenzung der Triasscholle von ♠ 921 (bei Heiligengeist) an, da die Gosaukreide und der Hauptdolomit am Nordgehänge dieser Höhe in gleichem und in tieferem Niveau anstehen, als die kristallinen Gesteine und ihre phyllitische Bedeckung in dem benachbarten Quellgraben des Rekabaches.²⁾ Wenn auch in diesem Grenzgraben der Kontakt zwischen Grundgebirge und Mesozoikum nicht direkt aufgeschlossen ist, so ist er doch durch eine starke Quelle (offenbar eine Überfallsquelle), die an der Gesteinsscheide zwischen Triasdolomit und paläozoischen Schiefen aus ersterem austritt, gekennzeichnet. An diesem Bruche ist eine Senkung des hinabgeschleppten Südflügels vorzusetzen.

Bei kurzen Begehungen in dem westlich des besprochenen Profils gelegenen Triasraum, an dem von der Kirchenkuppe Heiligengeist nach Süden zu ausstrahlenden Rücken, konnte festgestellt werden, daß, wie schon Benesch hervorgehoben hat, dort als Unterlage von Hauptdolomit und Carditaschichten nur eine sehr geringmächtige Lage von Buntsandsteinen auftritt, unter welchen ich ganz mylonitisierte, altkristalline Schiefergesteine feststellen konnte. Es handelt sich hier um die gleichartigen Gesteine, welche von der Westflanke des (mittleren) Heiligengeistgrabens unmittelbar über dem Kristallin auftreten. Sie weisen hellfarbiges, quarzitähnliches Aussehen auf, sind mit kleinen Schieferflatschen

¹⁾ A. Winkler, „Bau d. östlichen Südalpen“. Mitt. d. Geol. Ges. Wien 1923. S. 247.

²⁾ Die Aufschlüsse an der Grenze von Altkristallin und Paläozoikum in diesem Graben werden auf Seite 55 noch besprochen.

gespickt und als Gangmylonite der altkristallinen Schiefer zu betrachten. Sonach läuft auch unter der Triasscholle von Heiligengeist i. e. S. ein ausgesprochener Bewegungshorizont durch.

2. Beobachtungen in dem Gebiete von Oberkappel, westlich von Heiligengeist am Poßruck.

Hier seien die Ergebnisse von Orientierungstouren in das 5—6 *km* westlich von Heiligengeist gelegene Gebiet des Poßrucks, im Raume südlich und südöstlich von Oberkappel, angefügt.

Die paläozoischen Gesteine dieses Bereichs gehören dem Poßruck i. e. S. an und sind von der Vorfalte des Remschnigg durch die 2 *km* breite, miocäne „Oberkappeler Synklinale“ getrennt (Radelblockschotter und untere Eibiswalder Schichten). Noch die Kuppe des Pokerschniggkogels, südsüdwestlich von Oberkappel, wird, wie schon Dreger (6) berichtet hat, von miocänen Konglomeraten aufgebaut. Am Südabfalle derselben treten jedoch (etwa 30 *m* unterhalb der Kuppenhöhe) altpaläozoische Phyllite und Grüngesteine auf und bilden den nach S ausstrahlenden Rücken. Ich beobachtete hier zuoberst graugrüne Phyllite, darunter graue, mit Quarziten versehene Phyllite (nordwestliches Einfallen!), unter welchen auf der nächsten Kuppe violette und grüne Tuffitschiefer (vermutlich Devon) folgen, deren Liegendes von Diabasgrünschiefern gebildet wird. Letztere überdecken wieder graue phyllitische Tonschiefer, die starke Kleinfaltung aufweisen. In einem kleinen Steinbruch an der Südseite der Kuppe sind Grünschiefer, welche Vererzungen aufweisen und nach NW einfallen, aufgeschlossen. Beim Hause Oberpuschnig (nördlich des Serschen, Δ 965) erscheinen abermals nordwestlich einfallende, paläozoische Phyllite.

Diese mit Grünschiefer wechselnden phyllitischen Tonschiefer bauen auch den vom Oberpuschnig nach NO absteigenden Höhenrücken auf, an welchem sich, weiter unten, steile Lagerung und hierauf entgegengesetztes, flaches Südwestfallen einstellt. Nahe an der Sohle des Oswaldgrabens stehen (steil ostfallende) Grünschiefer und graphitische Schiefer an.

Hier führt eine kaum 2 *m* hohe Einsattelung vom Oswaldgraben zum viel tiefer gelegenen Tschermenitzengraben. (Anzapfung des ersteren Baches durch den letzteren nahe bevorstehend!) An diesem Einschnitte steht die Unterlage des Paläozoikums in Gestalt von stark mylonitischen, kristallinen Gesteinen pegmatitischen Charakters an. Auf das Kristallin legen sich auf dem nach W, gegen Oberkappel zu, aufsteigenden Rücken stark gequetschte Graphitphyllite mit eingeschalteten Linsen von graublauem Kalk, überlagert von Grünschiefer, über welchen abermals Graphitschiefer und Phyllite mit Kalklinsen und schließlich wieder Diabasgrünschiefer aufliegen. Die Schichten fallen nach NW ein. Die Radelblockschotter verhüllen weiterhin das Grundgebirge.

Die Verbreitung paläozoischer Gesteine im Raume südlich von Oberkappel am Poßruck läßt die Brücke zu den von A. Tornquist beschriebenen paläozoischen Schiefen am Offberg bei Fresen schlagen, welche letztere nur 4 *km* von dem besprochenen Raum südlich von Oberkappel, in westlicher Richtung, abliegen.

Unsere Beobachtungen im Gebiete von Oberkappel haben gezeigt, daß die auch hier nachgewiesene paläozoische Gesteinsdecke vermittels einer großen Bewegungsfläche der kristallinen Unterlage aufrucht, und daß die letztere durch den Schubvorgang stark mechanisch beeinflusst erscheint; Verhältnisse, wie sie den vom Remschnigg und von der Scholle von Heiligengeist vorhin geschilderten entsprechen und auch mit den Ergebnissen Tornquist' am Offberge bei Fresen sich decken.

3. Die Aufschlüsse im Raume unmittelbar westlich des (unteren) Heiligengeistgrabens (südlich von Leutschach).

Im Raume westlich des Heiligengeistgrabens erstreckt sich das (kristallin-) paläozoische Grundgebirge einerseits bis zu der breiten, einem alten Talweg entsprechenden Wasserscheide gegen das Einzugsgebiet des Tschermenitzengrabens hin und überschreitet anderseits, südlich hievon (zwischen \diamond 664 und dem Gehöfte Kreinz), den wasserscheidenden Grenzrücken.

Es wurde schon vorhin erwähnt, daß sich die ganz gequetschten paläozoischen Phyllite, die am Gehänge gegenüber der Spitzmühle anstehen, in südwestlicher Richtung, als Schuppe über Devontuffiten, weiter verfolgen lassen. Ihre Ausbildung als vollkommen zermalmte und zerdrückte Schiefer hält auch hier an.

Auf dem Höhenrücken, welcher den Heiligengeistgraben gegen W begrenzt, ist — ebenso wie auf den östlichen, bereits beschriebenen Parallelrücken — die altpaläozoische Decke ausgebreitet. Sie zeigt am tieferen Teil des Gehänges eine, zu einer Antiklinale zusammengestaute Serie von bunten Tuffitschiefern, Diabasgrünschiefern (Hornblendefleckenschiefer) und grauen Tonschiefern. Darunter erscheinen am ansteigenden Gehänge (südlich) stark gefaltete, phyllitische Tonschiefer, wobei sich wieder der kieselige Sandstein in Begleitung von gelblichen „Falbenschiefen“ an der Phyllitgrenze einstellt. Diese phyllitischen Tonschiefer sind, weiter oberhalb, mit Diabasen (und bunten Schiefen), offenbar durch Schuppung, verknüpft. Eine Diabasmasse bildet am Gehänge gegen den westlichen Graben (beim Gehöfte Untergurstner) eine von Rutschungen des Untergrundes betroffene, kleine Felsgruppe, an welcher der Übergang der Diabase in Tuffitschiefer und eine eingeschuppte Partie von phyllitischen Tonschiefern in ersteren zu sehen ist. Beim Obergurstner nehmen die Phyllite die ganze Breite des Rückens ein und enthalten Zwischenschaltungen von Graphitschiefer.

Der kleine westliche Parallelgraben zur Heiligengeistklamm, welcher unterhalb des Gehöftes Kreinz (\diamond 756) seinen Ursprung nimmt, ist im oberen Teil in Phyllite eingeschnitten, durchquert dann mächtigere Diabasgrünschiefer mit Buntschiefern und entblößt im unteren Teile, bevor er in die randliche Zone der Diaphthoritphyllite eintritt, kalkhaltige, schiefrig-quarzitische Gesteine, welche ich noch zum Altkristallin rechne und dessen oberer, tektonisch stark beeinflussten Schuppe zuzähle. (Tektonische Mischgesteine nach F. Angel.)

Südöstlich des Gehöftes Kreinz liegt auf der Höhe dieses Rückens, zum größten Teil von miocänen Blockschottern umgeben, ein isoliertes,

schon von früheren Autoren (Blaschke, 8; F. v. Benesch 9a) erwähntes Vorkommen von Buntsandstein, bestehend aus roten und hellgrauen, feineren und größeren Sandsteinen. Das Fallen ist mit 30–40° nach NW gerichtet. Der Kontakt mit dem tieferen Grundgebirge ist nicht aufgeschlossen.

4. Die Aufschlüsse in dem Graben östlich der Heiligengeistklamm und im obersten Rieger-(Reka)graben.

(Siehe Taf. I, Fig. 2.) •

Bei der Spitzmühle mündet von S her eine tief eingeschnittene Schlucht, welche aus mehreren Ästen besteht und, wie der Heiligengeistgraben, westlich hievon, ebenfalls bis zur Wasserscheide an der Drau zurückgreift. Die Länge dieser Schluchten ist geringer, als die Hl. Geistklamm, da östlich des Jarzkogels der Einzugsbereich der Drau mit dem tief eingeschnittenen Reka-graben¹⁾ weiter nordwärts vordringt. Wie Prof. 2 (Taf. II) zeigt, wird die kleine Kuppe bei der Spitzmühle im oberen Teile von Diabasen und bunten Tuffitschiefern aufgebaut, unter

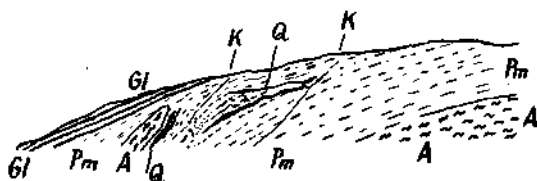


Fig. 2.

Gf = Glimmerschiefer (Muskovitporphyroblastenschiefer). Pm = Pegmatitmylonit. A = Amphibolit.
Q = Quetschzonen. K = Klüfte.

welchen stark diaphthoritische kristalline Schiefergesteine und, in einem größeren Steinbruche für Straßenmaterialgewinnung aufgeschlossene, Pegmatitmylonite (auch mit Turmalinnestern) hervortreten. Textfig. 2 gewährt eine schematische Detailansicht von diesem Steinbruche. Die Pegmatite sind teilweise mit Schiefen verwalzt, von zahllosen Quetschzonen in verschiedener Richtung durchzogen und zu größeren und kleineren Falten zerknittert. Die Pegmatitmylonite enthalten, zweifellos tektonisch eingeschaltet, eine Partie von Amphibolit, mit Quetschzonen am Saume. Die Pegmatitwand ist sehr reich an Kiesen, welche speziell in Klüftzonen, welche das Gestein durchsetzen, auftreten. Unter dem Pegmatitmylonit taucht eine mächtigere Lage von Amphibolitdiaphthorit auf, welche in einem zweiten (südlicheren), jetzt verlassenem Steinbruch aufgeschlossen ist. Das Gestein ist durch reichliche Muskovitführung gekennzeichnet. (Vergl. bezüglich der Steinbruchgesteine bei Angel: S. 14). Zwischen dem Altkristallin in den Steinbrüchen und dem auflagernden Paläozoikum muß, wie aus der Lagerungsdiskordanz heider hervorgeht, eine Bewegungsfläche durchziehen.

¹⁾ Der Reka-graben nimmt in einem breiteren, sanft geneigten Hochtal seinen Ursprung (= Talboden der Schmirnberger Teiche), welches noch zu Österreich gefallen ist, verengt sich gegen die Drau hin zu einem teilweise schluchtartigen Graben.

Südlich (oberhalb) der Steinbrüche teilt sich der Graben in drei Äste. Prof. 2 läuft entlang des mittleren Grabenastes, welcher beim Gehöfte Heckel vorbei in südsüdöstlicher Richtung aufsteigt. Die Schichtfolge besteht aus „Kristallin“, reich an Amphiboliten und pegmatitreichen Myloniten, mit muskovitreichen, kristallinen Phylliten (Glimmerschiefern) mit nordwärts ansteigender, welliger Lagerung. F. Angel hat aus meinen Aufsammlungen im unteren Teil dieses Grabens Gesteine ermittelt, welche, obwohl äußerlich amphibolitähnlich, doch nicht zu diesen gehören, sondern Kalksilikatschiefern der 2. Tiefenstufe entsprechen. Eine spezielle tektonische Sonderstellung dieser Gesteine konnte ich jedoch im Terrain nicht feststellen.

Das Kristallin im oberen Teil des Grabens ist beiderseits von einem Bande von Mylonitgesteinen umsäumt, hauptsächlich Pegmatitmyloniten, aber auch von karbonhaltigen Schiefermyloniten. Die auflastenden, grauen, phyllitischen Tonschiefer versinken grabenaufwärts unter übergreifende Sandsteinschichten (= Äquivalente der miocänen „Eibiswalder Schichten“), welche noch eine Überdeckung durch balanenführende Strandkonglomerate (= Schlierbasis) aufweisen.

Auf der anderen Seite des wasserscheidenden Höhenrückens treten die paläozoisch-kristallinen Gesteine in Form einer Separatmulde im westlichen Quellast des Oberrekagrabens wieder hervor (oberhalb \diamond 646). Hart an der Tertiärüberdeckung ist hier ein roter Sandstein, von roten Schiefern begleitet, aufgeschlossen, der wahrscheinlich einem kleinen Erosionsrest von Buntsandsteinen entspricht. Ostwärts schließen sich östlich einfallende, graugrüne und violette Schiefer (= Tuffschiefer des Devons) an, an welcher letztere eine Bank des schon mehrfach erwähnten Kieselgesteins angrenzt. Darüber folgen (weiter gegen O) Diabasgrünschiefer mit zerquetschten Phylliten, letztere vielleicht eine aufgeschuppte Scholle.

Unter den Buntschiefern lagern im Graben (= westlicher Quellast des Rieger-(Reka)grabens) kleingefaltete, phyllitische Tonschiefer mit Quarziten (Einfallen nach NNW), die dem Kristallin unmittelbar aufliegen. Das Kristallin ist hier wieder vollständig mylonitisiert. Zuoberst sind es ganz mit Kalk verquetschte Schiefermylonite (von quarzitischem Aussehen), dann Pegmatitmylonite, welche in dunkelgraue Gangmylonite übergehen, und, darunter, miteinander verwalzte Schiefer und Pegmatite.

Ein besonders klarer Aufschluß, welcher die Auflagerung des Paläozoikums auf das kristalline Grundgebirge gut beleuchtet, befindet sich in dem am weitesten nach SW zurückspringenden Quellast des Rekagrabens, am Nordostabfalle der schon erwähnten Kuppe \diamond 921. (Siehe Taf. II, Fig. 1.) Hier erscheinen in der Schlucht (unterhalb der Triaswand) Tonschiefer und darunter phyllitische Tonschiefer des Paläozoikums, quarzreich und stark gequetscht. (Einfallen mit 22° nach NW.) Die Auflagerung aufs Grundgebirge vollzieht sich mittels eines dunkelgrauen Gangmylonits geringer Mächtigkeit mit eingestößten Pegmatitresten. Der Übergang des Gangmylonits in die darunter befindlichen Pegmatite ist deutlich zu sehen. Auch die letzteren und die begleitenden Schiefer sind stark von Quetschzonen durchzogen.

Im Raume östlich des Profildes (Taf. II, Fig. 2) sind bei den Schmirnberger Teichen ganz diaphthoritische, kristalline Schiefer, die stellenweise phyllitartiges Aussehen besitzen, aufgeschlossen, welche mit Pegmatiten stark tektonisch gemischt sind und auch wieder typische Gangmylonite enthalten. An dem noch zu Österreich gehörigen Gehänge südlich des Schmirnberger Teichs (gegen das Gehöft Kalischnig zu) sind altpaläozoische Phyllite aufgeschlossen, an deren Auflagerung auf das Grundgebirge wieder typische „dunkle Gangmylonite auf pegmatitischer Grundlage“ sich einstellen.

Ganz ähnlich wie in dem vorher besprochenen Profil (durch den mittleren Ast des Grabensystems, südlich der Spitzmühle) ist in dem westlichen Seitenaste¹⁾ die Lagerung im Grundgebirge gut zu beobachten. Nahe dem Ursprung dieses Grabens, unterhalb des Gehöftes Josel, sind etwa 20 m mächtige Lagen, die aus einem Wechsel fester karbonathaltiger und auch quarzitischer Partien mit ganz verdrückten kristallinen Schiefen entsprechen, aufgeschlossen, im Sinne Angels „tektonische Mischgesteine“. Offenbar liegt hier ein etwas weniger vorgeschrittenes Stadium in der tektonischen Umformung vor, wie es bei den in analoger Position erscheinenden Gesteinen im benachbarten Abschnitt des Heiligengeistgrabens (helle Gangmylonite aus Schiefen!) der Fall ist. Im weiteren, abwärts gerichteten Verlaufe entblößt der Graben die vorherrschend nach NW einfallende kristalline Serie mit ihren Glimmerphylliten, Amphiboliten und Pegmatiteinschaltungen, wobei sich, bei welliger Verbiegung, häufig auch ein entgegengesetztes Fallen einstellt.

5. Die Aufschlüsse in den Schmirnberger Gräben.

(Siehe Taf. II, Fig. 3.)

Der östliche der drei früher erwähnten, südlich der Spitzmühle sich vereinigenden Gräben teilt sich, etwa $\frac{3}{4}$ km oberhalb der Mühle, abermals in drei Äste. Der westliche Gabelast dieses Grabens durchscheidet dann auf $\frac{1}{2}$ km Länge das kristalline Grundgebirge und seine paläozoische Auflagerung, während der östliche mit seinen Quellgräben zum größeren Teil schon im Schliergebiete wurzelt. Zwischen diesen beiden Hauptästen des Grabensystems erhebt sich ein mit einer Rückfallskuppe versehener Rücken, welcher von der großen Burgruine Schmirnberg gekrönt wird, die auf paläozoischem Diahas aufgebaut ist.

Die Lagerungsverhältnisse sind in dem Profil des Schmirnberger Grabens und des anschließenden Ruinenrückens recht komplizierte. Oberhalb der Spitzmühle verläuft der Graben $\frac{1}{2}$ km weit an der Grenze von Schlier und (paläozoischem) Phyllit. Im westlichen Gabelaste erscheinen unter diesen schwach metamorphem Gesteinen kristalline Phyllite (mit Muskovitporphyroblasten), welche wellig gelagert sind und stärkere mechanische Einwirkungen erkennen lassen. Sie enthalten eine Einlagerung von Pegmatit. Im Liegenden taucht eine, durch Schieferbänder getrennte, doppelte Amphibolitlage auf, unter welcher wieder kristalline Phyllite erscheinen. Im selben Raume lagern darüber, am Gehänge des

¹⁾ Dieser Seitenast verläuft parallel mit der westlich benachbarten Heiligengeistklamm.

Ruinenberges (nördlich), paläozoische phyllitische Tonschiefer, welche — speziell nahe der Tertiärauflagerung — stark gequetscht sind. Die ziemlich flache Lagerung dieser Gesteine ist am Fahrwege gut aufgeschlossen. An der Grenze von paläozoischem Phyllit und Kristallin erscheint hier eine Scholle von gelblichweißem Marmor. (Einfallen nach SW.) Ob dieses Gestein zum Altkristallin gehört oder einen stärker umgewandelten, an der Bewegungsfläche vorgeschleppten Teil der altpaläozoischen Decke bildet, war nicht festzustellen, doch erscheint mir letzteres wahrscheinlich. Im Hangenden der Phyllite stellen sich im Wegprofil feine, grünliche (etwas chloritische), feste Tonschiefer ein, welche starke Kleinfaltung aufweisen und mit Diabasgrünschiefern verbunden erscheinen. In der Schlucht darunter sind steil nordwärts (also unter das Kristallin!) einfallende, gleichartige Gesteine aufgeschlossen, welche hier zwischen Phylliten stecken.

Im Profil des Fahrweges (am Nordgehänge des Grabens) lagern über den erwähnten Diabasgrünschiefern nordöstlich geneigte, in Liegendfalten gelegte Tonschiefer, z. T. phyllitartig, mit grauen Tonschiefern und Sandsteinen. Sie fallen unter typische violette Buntschiefer ein. Eine Bank von Diabasgrünschiefer lagert darüber und wird von Buntschiefern bedeckt. Als Hangendes dieser, wohl devonischen Bildungen sind am Wege Phyllite aufgeschlossen, die eine höhere Schuppe anzeigen. Diese aufgeschobenen phyllitischen Tonschiefer werden wieder von Diabas und Buntschiefer überdeckt, welche letztere ostwärts unter den Schliermergel hinabtauchen. (Bezüglich der Diabase von Schmirnberg vgl. bei Angel S. 8.)

In dem kleinen Seitengraben südlich der Ruine Schmirnberg ist, nahe der Basis der Phyllite, ein ganz zerdrückter, blaugrauer, kristalliner Kalk (graphitisch) in Verbindung mit zerquetschten Phylliten und Grünschiefern aufgeschlossen, offenbar die Markierung eines ausgesprochenen Bewegungshorizonts. Auch das darunter gelegene, kristalline Gestein besteht aus Myloniten. Am anschließenden Südwestgehänge stellen sich über dem Kristallin bunte Tuffe und Diabasgrünschiefer ein.

Das Kristallin ist im Bereiche des Quellgebiets dieses westlichen Schmirnberger Grabens am besten in seinem westlichen Quellgraben aufgeschlossen. In dieser Schlucht tauchen unter den Diabasen und flach NNW einfallenden Phylliten, in der Tiefe der Rinne, kalkhaltige, kristalline Mylonite (mit Schieferflatschen in der karbonatischen Masse) auf, welche mit Angel als mylonitische Mischgesteine von kristallinen Phylliten und Marmoren aufgefaßt werden. In dieser Schlucht ist auch eine örtliche tektonische Diskordanz zwischen den Myloniten und den darunter noch gerade sichtbaren Muskovitphylliten zu beobachten.

Die Kuppenhöhe von Schmirnberg wird von Diabasen gebildet, welche offenbar demselben Zug angehören, welcher am Südgehänge bis in den Graben — mit mannigfachen Änderungen im Streichen und Fallen — herabzieht.

Aus der Betrachtung des Profils geht hervor, daß bei Schmirnberg eine komplizierte Schuppentektonik vorhanden ist, für deren restlose Auflösung die vorhandenen Aufschlüsse übrigens kaum ausreichen. Bemerkenswert ist die Einschuppung von devonischen

Diabasen und Buntschiefern zwischen Phyllite und die aus dem tektonischen Detailbild hervorgehende Tendenz zu südgerichteten Liegendfalten. Das lokale Bewegungsbild spricht hier scheinbar für südgerichtete Bewegung.

Auch an dem südwestlich des Schmirnberger Hauptgrabens gelegenen Gehänge erscheinen über den Phylliten wieder Buntschiefer und Diabase, sowie graue, matte Tonschiefer, welche einen wesentlichen Teil des Rückens als breite Einmuldung zusammensetzen. An der Grenze des Paläozoikums gegen die Phyllite findet sich auch hier wieder eine Linse von blaugrauem Kalk.

In den beiden östlich der Ruine Schmirnberg gelegenen Quellgräben ist nur mehr phyllitischer Tonschiefer unter der übergreifenden Schlierdecke aufgeschlossen.

6. Die kleine Grundgebirgsscholle am Nordgehänge des oberen Radovischgrabens.

Zum Schlusse sei noch erwähnt, daß ich im oberen Radovischgraben, dem Grenzgraben gegen Jugoslawien, östlich der Schmirnberger Teiche, eine kleine Grundgebirgsscholle noch auf österreichischem Boden auffinden konnte. Über stark gequetschten, kristallinen Schiefen lagern hier nordnordwestlich einfallende, phyllitische Tonschiefer, dann bunte Tuffschiefer und matte Schiefer, schließlich eine kleine Partie von rötlich-grauem Sandstein, die ich für Buntsandstein halte. Schlier überdeckt schon auf halber Höhe des Hanges das Grundgebirge.

Diese Scholle bildet die mit Paläozoikum bedeckte Fortsetzung des von den Schmirnberger Teichen herüberstreichenden Nordsaums des Poßruckkristallins, mit dem es auch auf der Süd- und Südostseite des Radovischgrabens unmittelbar zusammenhängt, das aber — auf jugoslavischem Boden gelegen — nicht weiter untersucht wurde.

III. Hauptabschnitt.

Zusammenfassung der Detailergebnisse und regionaler Ausblick.

1. Ergebnisse über die lokale Stratigraphie.

a) Das kristalline Grundgebirge des Poßruck—Remschnigg.

Am Nordgehänge des Poßruck und Remschnigg liegen nach den voranstehenden Mitteilungen und Angels petrographischer Untersuchung Paragesteine vor, die bei dem Zurücktreten anderer Mineralien und dem Vorherrschen von Muskovitporphyroblasten — es kommen aber auch biotitreiche Lagen vor — als altkristalline Phyllite bezeichnet werden können, die aber freilich infolge weitgehender pegmatitischer Durchtränkung lagenweise reichlich Feldspat führen, so daß schließlich auch die Bezeichnung „Schiefergneis“ oder „Glimmerschiefer“, speziell vom geologischen Standpunkt aus, auch ihre Berechtigung hat. F. Angel ver-

gleich die Gesteine mit dem von ihm bei Rinegg und Radegund bei Graz studierten Schiefen. (Siehe Angel S. 16.)

In diesen Gesteinen ergab die Aufnahme am Remschnigg langgestreckte Züge von Amphibolit. Auch am Poßrucknordgehänge treten die gleichen Amphibolitlager auf. Granatamphibolit wurde südwestlich von Arnfels beobachtet. In Begleitung der Amphibolite kommen spärlich Marmore vor. Pegmatite sind sehr zahlreich den Schiefen eingeschaltet, z. T. reichlich Turmalin führend. In der Hl. Geistklamm wurden eigentümliche, reichlich Karbonat führende, quarzhaltige Gesteine aufgefunden, die mit „Pegmatiten“ in Verbindung stehen und von Angel als tektonische Mischgesteine aufgefaßt werden.

In einer, als obere Schuppe aufgefaßten, geringmächtigen Randzone des Kristallins, die durch ihre starke Mylonitisierung auffällt, sind reichlicher karbonathaltige Gesteine vorhanden, was an jene Verhältnisse erinnert, die A. Kieslinger aus der Diaphthoritzone der südlichen Koralpe beschreibt (15). Den Hauptbestandteil der, besonders am Remschnigg deutlich verfolgbaren „Randschuppe“ bilden aber Pegmatitmylonite, die als fortlaufendes Band entwickelt sind. (Bezüglich der Gangmylonite in diesem Bereiche vgl. den tektonischen Abschnitt.)

Ich schließe hier einige Bemerkungen über die neueren Auffassungen bezüglich der tektonischen Stellung des dem Poßruck benachbarten und mit ihm eng verbundenen Koralpenkristallins an, um hiedurch auch die Position des Poßrucks im Rahmen der modernen Ansichten vom Bau der östlichen Zentralalpen besser beleuchten zu können. R. Schwinner (29, S. 364) unterscheidet im ostalpinen Altkristallin zwei Serien, die durch die „algotmanische Gebirgsbildung“ und zugehörige Gleinalmkristallisation umgeformt wurden. An der Koralpe nimmt er eine normale Auflagerung von Serie II auf Serie I an, welche ersterer Kieslinger's Diaphthoritzone entspreche. A. Gloß nimmt eine ältere, in der 3. Tiefenstufe erfolgte Kristallisation der Grundgebirgsgesteine an der Koralpe an, die er als „Koralpenkristallisation“ bezeichnet, und eine jüngere, mit starker tektonischer Durchbewegung einhergehende und in mehrere Einzelfasen zerfallende „Gleinalpenkristallisation“. ¹⁾ A. Kieslinger trennt, wie schon erwähnt, in der Koralpe eine tiefere „Koralpengruppe“ von einer höheren, an Marmor und Hornblendegestein reichen „Brettsteingruppe“, wobei jedoch nur an Einheiten der Schichtfolge, nicht aber der Metamorphose und Tektonik gedacht wird (21). Bezüglich der Kristallisation des Grundgebirges ist Kieslinger der Auffassung, daß das gegenwärtige Gesteinsbild im wesentlichen durch die von ihm näher definierte „Koralpenkristallisation“ (im allgemeinen der Gleinalmkristallisation anderer Autoren entsprechend) beherrscht werde, welcher unbestimmte ältere Kristallisationen vorangegangen seien. F. Heritsch (28, S. 28) schließlich vertritt die Auffassung, daß die Gesteine der von ihm als Teigitschserie bezeichneten Gruppe (3. Tiefenstufe) auch die Koralpe zusammensetzen und daß die von Kieslinger als „Brettsteingruppe“ abgetrennten Marmore, Amphibolite und Eklogitabkömmlinge enge den übrigen Koralpengesteinen zugehören und mit diesen auch als „Koralpen-

¹⁾ „Das Kammgebiet der Koralpe.“ Mitt. d. Naturwiss. Ver. f. Stmk., 63. Bd., 1927.

gneise“ zusammengefaßt werden können. Er wendet sich gegen die von A. Kieslinger vorgenommene Parallelisierung der Korallengesteine mit der „Brettsteinserie“ Obersteiermarks und betrachtet die Korallengneise der „unteren“ Tiefenstufe zugehörig, welche auf die höherstufige Brettstein-(= Almhaus-)Serie aufgeschoben wären.

Über die Zugehörigkeit eines Teils der kristallinen Poßruckgesteine zum drittstufigen Korallenkristallin hat sich Angel in der vorangehenden Arbeit schon ausgesprochen (Koralpenamphibolite). Nach den Feststellungen dieses Forschers treten aber im untersuchten Gebiet des Poßrucks auch noch Paraamphibolite vom Gleinalmtypus (Kalksilikatschiefer) (südlich der Spitzmühle)¹⁾ und Orthoamphibolite der „Gleinalmgruppe“ auf (vgl. Angel S. 12).

Demnach scheinen Gesteine zweier verschiedener Tiefenstufen im Kristallin des Poßrucks vertreten zu sein, u. zw. solche der Korallenserie von Heritsch und solche der Gleinalmserie, als noch nicht ganz verrührter mylonitischer Brei im Sinne Angels. Da sich die Bezeichnungen der einzelnen Autoren nicht decken, zumal Angel und Heritsch auf die Tiefenstufen und die tektonische Position das Hauptgewicht legen, Kieslinger aber auf stratigraphische Gruppen, so braucht zwischen den oben referierten Auffassungen der Genannten kein ernster Widerspruch zu bestehen, wie es vielleicht fürs erste erscheinen mag.

b) Das Paläozoikum des Poßruck—Remschnigg.

Am Nordsaume des Remschnigg konnte eine bisher nahezu unbekannte, schmale, aber auf eine Erstreckung von 12 km nachgewiesene Zone paläozoischer Gesteine festgestellt werden; ferner das Auftreten ganz analoger Gesteine in der noch zu Österreich gehörigen Grundgebirgsscholle nordöstlich von Hl. Geist a. P. Heritsch hat in der vorangehenden Arbeit gezeigt, daß diese Gesteine sich gut mit jenen des Altpaläozoikums von Graz vergleichen lassen. Der auch durch Fossilfunde erhärtete und im einzelnen in der vorliegenden Arbeit und in jener von F. Heritsch näher ausgeführte Nachweis einer altpaläozoischen Gesteinszone am Südsaum des steirischen Beckens erscheint sicherlich vom Wert, da hiedurch eine fühlbare Lücke in der Kenntnis des ostalpinen Paläozoikums ausgefüllt wird und eine Grundlage für die Altersbestimmung analoger Gesteine in anschließenden Bereiche (Drautalzone zwischen Bacher und Koralpe) gegeben erscheint, eines Gebiets, wo bisher noch voneinander recht abweichende Altersdeutungen für die bezüglichen Schichten aufgestellt wurden.

Da die Basis des Paläozoikums durch eine Schubfläche gebildet wird, treten verschiedene Schichtglieder mit dem Kristallin der Unterlage in Berührung. Als tieferer Teil der paläozoischen Gesteinsfolge sind phyllitische Tonschiefer anzusehen, welche sich deutlich von den oft phyllitähnlichen Diaphthoriten des Altkristallins abheben. Sie enthalten sehr oft Graphitschiefer eingeschaltet (östlich von Pongratzen, südlich von Arnfels, südwestlich der Spitzmühle bei Leutschach usw.). Auch

¹⁾ Bezüglich der Kalksilikatschiefer im steirischen Kristallin vgl. Angel (11, S. 250—255).

Kalklinsen, vielleicht aber tektonisch eingeschuppt, erscheinen hier (östlich von Oberkappel, westlich von Schmirnberg). Diabasgrünschiefer sind gelegentlich den Phylliten eingeschichtet (westlich von Köfer bei Arnfels; im Graben westlich des Montehügels, bei Pongratzen usw.)

Bezüglich des Alters der phyllitischen Tonschiefer hat die Aufnahme keine eindeutigen Beweise ergeben. Doch erscheint aus ihrer Lagerung unter sichergestelltem Unterdevon ein silurisches oder noch höheres Alter wahrscheinlich.

Die Hauptmasse der Diabasgrünschiefer lagert teils unmittelbar über den phyllitischen Tonschiefern, teils in etwas höheren Lagen der paläozoischen Schieferserie. Der Diabas bildet hauptsächlich fünf, z. T. noch in Einzelpartien aufgelöste Lager: *a*) die Scholle östlich von Pongratzen; *b*) die Scholle von Altenbach; *c*) jene von Köfer bei Arnfels; *d*) die Diabasfelsen südwestlich der Spitzmühle bei Leutschach und schließlich *e*) die Diabaszone bei der Ruine Schmirnberg. Wenn auch die Diabasgrünschiefer stellenweise den Eindruck einer etwas stärkeren mechanischen Umformung erwecken, so erscheinen sie anderseits doch auch mit den wenig veränderten Grünschiefergesteinen, vor allem den unterdevonen Buntschiefern¹⁾ und den Falbenschiefen, in so enger Verknüpfung, daß an der Zusammengehörigkeit eines Teils derselben mit diesen Gesteinskomplexen nicht gezweifelt werden kann. Andere „Grünschiefer“ erscheinen in den phyllitischen Tonschiefern eingeschaltet, auch in tieferen Lagen derselben. Diese werden im Sinne von F. Heritsch mit den Grünschiefern in den Phylliten des Göstinger Grabens bei Graz verglichen werden können.²⁾

In den Altenbachgräben lagern über die Hauptmasse der Diabasgrünschiefer, aber unter den bunten Tuffiten, graue Crinoidenkalke mit Korallen, die z. T. nach F. Heritsch' Untersuchung der Stufe *er* des „untersten Devons“ entsprechen.

Noch höhere devonische Schichtglieder, als die bunten Tuffe und Diabase, sind nur stellenweise erhalten, wie die Korallenkalke der „Schichten mit *Heliolites Barrandei*“ im Neuberggraben, die tonigen Kalke der *Barrandei*-Schichten (F. Heritsch) im mittleren Altenbachgraben; Dolomite beim Gehöfte Ploschnegg und rote Flaserkalke im westlichen Altenbachgraben³⁾ (letztere vergleichbar mittel- bis oberdevonischen Kalken).

Es erscheint ferner von Bedeutung, daß das Auftreten von Oberkarbon, wenn auch nur auf Grund petrographischer Analogie, so doch mit voller Sicherheit nachgewiesen werden konnte (vgl. auch bei Heritsch S. 2). Die dieser Stufe zugerechneten Ablagerungen sind nicht nur durch ihre Beschaffenheit (weiche graue Sandsteine und Schiefertone mit verkohlten Resten), sondern auch durch ihre Lagerung über höherem

¹⁾ Auch die Buntschiefer(tuffite) zeigen stellenweise, offenbar im Bereiche stärkerer tektonischer Beanspruchung, ausgesprochene Kleinfältigung und Übergänge zu Phyllit (z. B. in den tieferen Lagen der Buntschiefer im Stützelgraben, unterhalb der Ruine Schmirnberg usw.).

²⁾ F. Heritsch vermutet dies auch noch bezüglich eines Teils der vorgenannten größeren Diabaslager.

³⁾ Dazu käme nach F. Heritsch noch ein Teil der fossilführenden Kalke im Steinbruch im mittleren Altenbachgraben (Lagen mit *Favosites Ottiliae*: *Barrandei*-Schichten).

Devon und unter Buntsandstein (Permotrias) als dem Karbon zugehörig anzunehmen (Fundpunkte im westlichen Altenbachgraben und beim Gehöfte Ploschnegg).

Am Remschnigg (Thünaberg) konnte schon 1927 ein größeres Vorkommen von typischem rotem Sandstein festgestellt werden, das wegen seiner engen Verknüpfung mit roten Schiefen vom Werfener Typus der Untertrias, bzw. der Permotrias zugerechnet wird. Vom Poßruck waren diese Gesteine bereits seit langem bekannt.

Die nur weniger detaillierte Begehung der Triasscholle von Hl. Geist a. P. ergab gegenüber der genauen Darstellung von F. v. Benesch keine wesentlichen neuen Resultate.

2. Ergebnisse über die lokale Tektonik.

a) Der Antiklinalbau des Remschnigg.

Der Remschnigg erweist sich nicht nur in bezug auf seine nachmiozäne Tektonik, auf die ich schon (a. a. O.) mehrfach verwiesen habe, sondern auch mit Rücksicht auf die vormiozänen Strukturen als ausgesprochene Antiklinale. Bis zu einem gewissen Grad erscheint diese Behauptung, bei Feststellung des antiklinalen Baus im Miozänmantel, als Selbstverständlichkeit, da die kräftige, nachmiozäne gewölbte Aufwölbung, wie sie sich an dem beiderseitig starken Abfallen des Miozäns zu erkennen gibt, auch im Grundgebirge zum Ausdruck kommen mußte. Jedoch erscheint — darüber hinaus — das Grundgebirge im allgemeinen zu einer noch steileren Antiklinale zusammengebogen, als das Tertiär, und außerdem durch manigfaltige Teilfaltungen kompliziert.¹⁾ Auch die Achse der vor- und nachmiozänen Antiklinale stimmen nicht genau überein, indem letztere weiter nach S gerückt erscheint.

Immerhin ist der Zusammenhang beider Faltungsvorgänge ein so unverkennbarer, daß auch der vormiozäne Anteil der Antiklinalwölbung im Grundgebirge schon einer jüngeren (alpinen) Bewegungsphase zuzurechnen sein wird.

b) Die große Schubfläche an der Basis des Paläo-Mesozoikums und die dazugehörigen Mylonite des Altkristallins.

Die antiklinale Aufwölbung des Remschnigg ist nur als die schwache Nachwirkung viel größerer Bewegungen anzusehen, die in der Feststellung einer großen Schubfläche an der Basis des Paläozoikums und in dem Erscheinen von mächtigen Myloniten zum Ausdruck kommt. Am Remschnigg und Poßruck liegt, wie A. Kieslinger schon 1926 vermutet hatte (15, S. 8), und wie ich sodann 1927 auf Grund von örtlichen Begehungen in diesem Gebiete zeigen konnte (17), die Fortsetzung der von Kieslinger beschriebenen Diaphthoritzzone der südlichen Koralle vor.

Die untere Grenze des Paläozoikums wird allenthalben, am Remschnigg, sowie im untersuchten Teile des Poßrucks, von einer Schubfläche gebildet,

¹⁾ Letztere sind vielleicht freilich z. T. auf viel ältere (eventuell vorpaläozoische) Bewegungsvorgänge zurückzuführen.

an welcher verschiedene Schichtglieder des Paläozoikums, bei Hl. Geist a. P. sogar Mesozoikum, abstoßen. Während z. B. im westlichen Teile des Remschnigg (Pongratzen—Altenbach) die phyllitischen Tonschiefer an der Basis des sicheren Devons eine beträchtliche Mächtigkeit aufweisen, lagern weiter östlich (z. B. beim Proninitzsch) die Tuffitschiefer des Devons unmittelbar dem diaphthoritischen Kristallin auf. Ähnlich ist es in der Scholle von Hl. Geist der Fall, wo einmal die phyllitischen Tonschiefer, dann die Buntschiefer des Devons oder gar die Trias mit dem mylonitischen Kristallin in Berührung treten. Eine ausgesprochene Verschuppung von Kristallin und sicherem Paläozoikum konnte hingegen nicht festgestellt werden. Die paläozoischen Gesteine, welche mit dem Kristallin in direkte Berührung kommen, erscheinen an ihrer Basis vollkommen gequetscht.

So wie es Kieslinger aus der südlichen Koralpe, Tornquist aus dem benachbarten Gebiete des Poßrucks beschrieben hatten, reicht die starke Mylonitisierung, bzw. Diaphthorose im Altkristallin nicht sehr tief hinab. Allerdings liegen in den von mir untersuchten Gebieten — bei gleichsinniger Neigung der Kontaktfläche zwischen Grundgebirge und Paläozoikum und dem Gehänge — nur seichtere erosive Eingriffe in den Untergrund vor, so daß hier überall noch die Anzeichen von Diaphthorose zu sehen sind. Als wichtiges tektonisches Ergebnis ist aber festzuhalten, daß sich die stärkste Umformung an eine wenig mächtige, hangende Gesteinszone im Kristallin geknüpft erwies, welche vor allem durch ein weit verfolgbares Band von Pegmatitmylonit und Ultramylonit gekennzeichnet ist. Daneben erscheinen hier, nebst diaphthoritischen, kristallinen Schiefen und Amphiboliten, Linsen kalkhaltiger Gesteine. So schmal diese Randzone stärkster mechanischer Umformung auch ist, so gewinnt man doch den Eindruck, daß hier unter der Wucht der überschobenen paläozoischen Decke ein mächtigerer (oberer), kristalliner Gesteinskomplex tektonisch verarbeitet und zu einem schmalen Band ausgewalzt wurde. Bei diesem Vorgange scheinen insbesondere die widerstandsfähigeren Gesteinsglieder (Pegmatite und Amphibolite als Mylonite, bzw. Diaphthorite) erhalten geblieben zu sein. Ich betrachte diese Randzone demnach als eine tektonisch besonders stark reduzierte, obere Teilschuppe im Altkristallin.

Als wichtigstes Ergebnis dieser Studie kann vielleicht die Feststellung der am Remschnigg und auch am Poßruck in Erscheinung tretenden dunklen Gangmylonite angesehen werden, über welche ich, unter Hervorhebung ihrer tektonischen Entstehung aus Altkristallin, schon 1927 kurz berichtet hatte. Es hat sich gezeigt — im Felde sowohl wie bei der von F. Angel durchgeführten Schlißuntersuchung —, daß diese Mylonite, bei gangförmigem Auftreten in der stark durchgearbeiteten Randzone des Kristallins, auf eine weitgehende mechanische Aufarbeitung von Pegmatiten zurückgehen, aus denen sie sich auch, wie ich an drei gut aufgeschlossenen Stellen feststellen konnte, unmittelbar entwickeln. Dieser ganz abnorme Gesteinstypus besitzt am Remschnigg (weniger am Poßruck) eine flächenhaft weite Verbreitung und erscheinen die Hänge weithin mit diesen harten, eigentümlichen Gesteinen überstreut. Wie Beobachtungen an den vorgenannten drei Stellen gezeigt haben, handelt es sich

nur um wenig mächtige, einige Zentimeter bis höchstens einige Meter starke Gänge von Mylonit, die dem allgemeinen Schichtfallen parallele Einschaltungen bilden und von ganz zerdrückten Pegmatiten und zerquetschten Schiefeln begleitet werden. Da es sich beim Gangmaterial um ein hartes, der Verwitterung gut Widerstand leistendes Gestein handelt, reichern sich die Brocken im Gehängeschutt an und erwecken so den Eindruck größerer Mächtigkeit der Lager. Die Pegmatiteinschlüsse in der dunklen Grundmasse reichen von den kleinsten Dimensionen bis zu Kopfgröße und sind oft wirr gefaltet und gestaucht. Einschlüsse von Turmalinresten sind häufig.

F. Angel (vgl. die voranstehende Studie) gelang es, im Bereiche dieser Gesteine an einer ganzen Anzahl von Stellen kleine Adern von Pseudotachylit nachzuweisen, welche die Gangmylonite durchsetzen. Angel trennt jedoch den Vorgang, der zur Entstehung der Pseudotachylite geführt hat, genetisch von der Ausbildung der Gangmylonite und setzt ersteren später an.¹⁾ Damit erscheint ein neuer Bereich von Pseudotachyliten, die bekanntlich schon 1914 von W. Hammer aus dem Engadin,²⁾ in letzter Zeit von F. Angel aus dem Silvretta- und Rhätikongebiete³⁾ und von H. Beck aus den Gurktaler Alpen beschrieben worden sind, durch Angel festgestellt.⁴⁾

Außer diesen, auf Pegmatite zurückführbaren Gangmyloniten erscheinen in viel geringerer räumlicher Ausdehnung in der Scholle von Hl. Geist a. P. (beiderseits der mittleren Klamme), ebenfalls quarzitähnliche, aber helle, mit Schieferfragmenten versehene, oft durch Auswitterung gebildete Hohlräume aufweisende Gesteine, die ich seit jeher für Mylonite hielt. Angel gab die einleuchtende Anregung, diese Gesteine als „Gangmylonite von altkristallinen Schiefeln“ aufzufassen, deren Fragmente sie ja enthalten. Auch die Lagerung an der oberen Grenze des Altkristallins stimmt damit überein. Es erschien mir wichtig, feststellen zu können, daß gleichartige, wenn auch weniger mächtig ausgebildete Gangmylonite in der unmittelbaren Unterlage der Trias von Hl. Geist a. P. auftreten, u. zw. als dunkle pegmatitische Gangmylonite an der Westflanke des Jarzkogels und als die oberwähnten hellen Schiefermylonite ebendort und an der Kirchenkuppe von Hl. Geist a. P., an letzterem Orte nur durch ein dünnes Band von Buntsandstein von den Carditaschichten geschieden.

Als Mylonite, die aus einer Vermischung des Kristallins (Pegmatite) mit den auflagernden altpaläozoischen Phylliten hervorgegangen sind, möchte ich die vom oberen Ende des Grabenbachtals und westlichen Altenbachtals (südlich von Oberhaag) namhaft gemachten, graphitischen,

¹⁾ Noch jünger erscheint nach Angel (siehe dessen Ausführungen) ein Verkiesungsvorgang, der in diesen Gesteinen, wie überhaupt im Bereiche der mylonitischen Randzone des Poßbrucks und Reinschniggs, sehr große Verbreitung besitzt.

²⁾ „Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal.“ Jahrb. d. Geol. R. A. 1914. Vgl. bezüglich des Pseudotachylits auch W. Hammer: „Über Pseudotachylit in den Ostalpen“, Jahrb. d. Geol. B. A. 1930.

³⁾ „Einige neuerliche Pseudotachylitfunde in den österreichischen Zentralalpen.“ Verh. d. Geol. B. A., Wien 1931, Nr. 6.

⁴⁾ Jahresbericht über die Aufnahmen des Jahres 1931. Verh. d. Geol. B. A. 1932, Nr. 1.

weicheren, dunklen Massen auffassen, die kleine helle Einschlüsse enthalten. All diese Mylonitgesteine zeigen uns zweifellos an, daß die Unterlage des Paläozoikums dem Ausstrich einer bedeutenden Schubfläche entspricht.

c) Der tektonische Detailbau innerhalb der paläozoischen Gesteinskomplexe.

Das Paläozoikum des Remschnigg zeigt dort, wo es in größerer Breite ($1-2\frac{1}{2}$ km) aufgeschlossen ist (Pongratzen—Altenbach), Wiederholungen in der Schichtfolge, die als Teilschuppungen aufgefaßt werden. In der Scholle von Pongratzen wurde mindestens eine solche Teilschubfläche (2 Schuppen), östlich davon, im (westlichen) Altenbachgraben zwei Schubflächen (3 Schuppen) vorausgesetzt. Die Bewegungsflächen fallen sämtlich gegen N ein und markieren sich z. T. auch durch einen Streifen von älterem phyllitischem Tonschiefer innerhalb der Diabastuff-Schieferserie des Devons.

Besonders deutlich ist die starke mechanische Beanspruchung des Altpaläozoikums im Steinbruche von Altenbach zu erkennen, wo selbst die Kalke zu Linsen abgequetscht und durch Scherflächen, mit Quetschschiefen besetzt, voneinander getrennt erscheinen. Nach Heritsch liegen hier — vermutlich durch eine solche Teilbewegungsfläche geschieden — fossilführende Kalke verschiedener Devonstufen nebeneinander.

In der Scholle von Hl. Geist a. P. ist zunächst auf die von der Spitzmühle südlich von Leutschach, hart an der Tertiärgrenze, beschriebene Schuppung zu verweisen, welche sich in einer Zone vollkommen mylonitisierter Schiefer von paläozoischem Phyllithabitus ausprägt, welche über devonische Tuffschiefer und Diabase aufgeschoben wurde. Ferner sind hier die komplizierten Teilfaltungen (Schuppen) zu nennen, welche sich um das paläozoische Gebiet von Schmirnberg gruppieren. Die paläozoische Schubmasse erscheint hier durch einen schönen Kleinfaltenbau mit südblickenden Liegendfalten charakterisiert, was auf S gerichtete Bewegung hindeutet. In den Phylliten erscheinen die Quarzlagen mitgefaltet.

d) Alter und Fasengliederung der Bewegungen.

α) Vorpaläozoische Tektonik. In Übereinstimmung mit den meisten, im steirischen Grundgebirge arbeitenden Geologen (F. Heritsch, F. Angel, R. Schwinner, A. Kieslinger usw.) wird auch hier vorausgesetzt, daß die grundlegende Tektonik im Grundgebirge und dessen maßgebliche Kristallisationsfase in vorpaläozoische Zeiten (= algomanische Gehirgsbildung Schwinnners) zu setzen ist. Am Poßruck dürfte die Einschichtung der von Angel erkannten und einer höheren Tiefenstufe zugerechneten Gleinalpengesteine in das drittstufige Korallenkristallin hierher zu stellen sein.

β) Paläozoische Bewegungen. Ob zwischen den an vielen Stellen ersichtlich etwas stärker metamorphen, phyllitischen Tonschiefern des Paläozoikums und den devonischen Tuff- und Tonschiefern und Kalken

ein ursprünglicher Hiatus in der Metamorphose anzunehmen ist, erscheint mir unsicher. Es wäre auch denkbar, daß die Metamorphose innerhalb des Altpaläozoikums von oben nach unten zugenommen hat und daß bei den weitgehenden Schubbewegungen sodann, durch Ausquetschung zwischengelegener Glieder, stärker und weniger metamorphes aneinandergeraten ist. Dagegen erscheint mir der Unterschied in der Metamorphose zwischen den Devonschiefern und Eruptiven einerseits und den Schiefer-tonen und mürben Sandsteinen des Karbons, bzw. den Buntsandsteinen und Werfener Tonen andererseits zu sehr in die Augen springend, um hier nicht einen dazwischengelegenen Metamorphosehiatus vermuten zu können. Dieser würde für eine Auswirkung der variskischen Gebirgsbildung sprechen.

Die Frage, ob der Buntsandstein (und das spärliche Karbon) über älteren (altpaläozoischen) Schichten transgredieren, wie aus ihrer Verbreitung hervorzugehen scheint, konnte nicht mit Sicherheit ermittelt werden. Jedenfalls hat der Buntsandstein sein Geröllmaterial — nach der z. T. beträchtlichen Größe und geringen Abrollung und Aufarbeitung der Einschlüsse zu urteilen — aus einem nahegelegenen Kristallinbereich entnommen, woselbst damals das ältere Paläozoikum, falls überhaupt abgelagert, schon abgetragen gewesen sein muß. Wie aus den Einschlüssen weiters zu entnehmen ist, müssen auch, wahrscheinlich auf diesem Kristallgebirge ausgeflossene, vermutlich permische Porphydecken mitaufgearbeitet worden sein. In der Scholle von Hl. Geist a. P. ist der Buntsandstein mächtiger und auch grobkörniger entwickelt als am Remschnigg. Dies und die Tatsache, daß er im N auf Altpaläozoikum, im S aber, wenn auch mit einer Schubfläche, dem Kristallin auflagert, spricht für eine Zufuhr des Geröllmaterials aus südlicher Richtung, sofern man nicht eine vollständige gegenseitige Verlagerung der Schollen durch weitreichende Deckenschübe voraussetzen will.

R. Schwinner (29) vermutet, daß ein Ast des variskischen Gebirges sich aus Mittelkärnten, im Süden der alten Massive, bis zur Mahrenberg-synklinale und damit an den Poßruck heran erstreckt habe.

γ) Ältere alpine (vortertiäre) Bewegungsfasen. Die Gosau transgrediert bei Hl. Geist a. P., wie durch Blaschke und Benesch erwiesen wurde, unmittelbar über Obertrias. Sie enthält auch Gerölle aus letzterer. Da auch Trümmer von Phylliten angegeben werden (vgl. 9a, S. 181), so müßte eine weitgehende Abtragung schon vor Ablagerung der Gosau eingetreten sein, was für das Vorhandensein der vorgosauischen Störungsfasen spricht.

δ) Jungalpine, aber vormiocäne Bewegungsfasen. Die Tatsache, daß sich die Kreide am Poßruck eng an die Trias anschließt, läßt vermuten, daß sie die großen tektonischen Schicksale mit dieser gemeinsam mitgemacht hat, daß demnach die großen Schubbewegungen, die, wie angegeben, auch noch die Triasscholle vor Hl. Geist mitergriffen haben, erst in post-(spät)cretazeischer Zeit eingetreten sind. Andererseits zeigt die Lagerung des Tertiärs, welches in seinen tieferen Horizonten noch ins Altmiocän (Untermiocän) hinabreicht und welches von den Überschiebungen nicht mehr betroffen wurde, daß zu Beginn des Jungtertiärs die Schubbewegungen schon zur Ruhe gekommen

waren und bereits eine bedeutende Abtragung der paläozoischen Decke Platz gegriffen hatte. Das Miocän (höhere Eibiswalder Schichten) transgrediert südwestlich von Arnfels mehrfach bis auf die Mylonite des Altkristallins und greift auch in der Scholle von Hl. Geist a. P. auf diese über. Allenthalben enthält es Gerölleinschlüsse aus dem Kristallin. Demnach wird man die Hauptbewegung, welche den Überschiebungsbau geschaffen hat, wenn nicht an die Kreide-Tertiärwende, so doch mindestens in einem frühen Abschnitt des Oligozäns verlegen müssen.

Man könnte auch erwägen, ob nicht ein Teil der Schubvorgänge höheren (etwa variskischen) Alters wäre und die Miteinbeziehung der Trias am Poßruck nur einem späten Wiederaufleben der Bewegungen entsprechen könnte, wie es nach der Ansicht von R. Schwinner der Fall wäre. Die Untersuchungen haben keinen bestimmten Anhaltspunkt hierfür ergeben und wäre diese Annahme immerhin etwas kompliziert. In neuester Zeit mehren sich auch die Anzeichen, daß größere Schubbewegungen auch noch in tertiärer Zeit in einzelnen Teilen der östlichen Zentralalpen stattgefunden haben (vgl. F. Heritsch)¹⁾. Auch A. Kieslinger ist im benachbarten Raume (südlich der Koralpe) zur Schlußfolgerung gekommen, daß die großen, die Diaphthoritzone schaffenden Bewegungsvorgänge in die alpine Gebirgshildung hineingehören.

Wenn eingewendet werden sollte, daß die paläo-mesozoische Gesteinsdecke am Poßruck zu wenig mächtig gewesen wäre, um die beobachteten Mylonite zu erzeugen, so kann demgegenüber angeführt werden, daß immerhin die Trias-Kreidemasse über 1000 m betragen hatte und auch noch durch Schuppungen verstärkt gewesen sein mag, daß das Paläozoikum eine noch bedeutendere Mächtigkeit besessen haben dürfte und daß schließlich die mechanische Auswirkung sicherlich nicht allein von der Stärke der Belastung abhängig war, sondern daß es sich auch um stärkere Druckwirkungen gehandelt haben kann, die, wie an einem Widerlager, in einer bestimmten Zone unter Mylonitbildung zur Auswirkung kamen. Auch wenn die Bewegungen am Poßruck—Remschnigg südgerichtet gewesen waren, wie oben angedeutet, können mächtigere Triasmassen noch die Zone von Hl. Geist, zur Zeit der Schubbewegung, überschritten haben, um so mehr als dort die Mitteltrias fehlt, vielleicht also darüber hinweg vorgestaut worden ist. Im übrigen scheinen die mechanischen Umformungen im Kristallin in der Scholle von Hl. Geist ein geringeres Ausmaß zu erreichen als unter dem Paläozoikum am Remschnigg.

e) Post-(spät)miocäne Bewegungen. Bezüglich der jüngsten Bewegungen vgl. speziell meine Ausführungen in der Studie: „Die höhermiocänen Ablagerungen im südweststeirischen Becken und dessen Tektonik“. (Jahrb. d. Geol. B. A. 1929). Dort wurde gezeigt, daß der Remschnigg neuerlich zu einer Antiklinale aufgewölbt, südlich davon die Kappeler Synklinale scharf eingemuldet und der Poßruck in breiter Wölbung aufgebogen wurde. Der Schlier hatte noch große Teile des Poßrucks überdeckt und ist von dessen Gewölbescheitel,

¹⁾ „Das Alter der Zentralgneise der Hohen Tauern.“ Zentralbl. f. Geol. Min. u. Petr. 1931, Abt. B., Nr. 10.

in mehrere 100 m Mächtigkeit, erst in spätnachmiocäner Zeit, abgetragen worden. Es liegen Anzeichen dafür vor, daß die Aufwölbung des Poßruck—Remschnigg noch in jugendlichen Zeiten fortgedauert hat.¹⁾

3. Einige Bemerkungen über die Beziehungen des Poßruck—Remschnigg zu den Nachbargebieten.

a) Stratigraphische Vergleiche mit der „Drautalsynklinale“

Die Feststellung des altpaläozoischen Alters der „Serie der bunten Tuffitschiefer“, der Diabasgrünschiefer, Tonschiefer und Kalke ermöglicht es auch, über die Einordnung der im Raume westlich des Poßrucks gelegenen Gesteine, in der „Mahrenberger Zone oder Drautal Synklinale“ A. Kieslingers, zu einer bestimmten Auffassung zu gelangen.

Zunächst handelt es sich um die Altersfeststellung der bunten (roten, violetten und grünen) Tuffitschiefer, die A. Kieslinger als eine besondere Facies der Untertrias (Permotrias) auffaßte. Mir sind diese Gesteine, sowohl aus dem Gebiete von Trofin (östlich von Unterdrauburg), als auch aus dem Raume von Mahrenberg aus eigener Anschauung bekannt. Zweifelsohne handelt es sich hier um die gleichen Gesteine wie die am Remschnigg (Poßruck) ins Unterdevon gestellten „bunten Tuffite“, welche übrigens auch hier Diabaslagen enthalten. Im Anschluß an die noch zu erwähnenden Kalke von Mahrenberg sind dort Graphitschiefer aufgeschlossen, die jenen von Remschnigg gleichen, darunter violette und grüne Tuffitschiefer mit Diabas, die steil südwärts einfallen²⁾ und den ins Unterdevon eingereihten des Poßrucks ganz entsprechen. Darunter lagern violette und grüne Schiefer mit Diabasen, die steil südlich einfallen und vollkommen den analogen Gesteinen des Poßrucks ähneln, an welche sich grabenaufwärts Tonschiefer anschließen. Beim Gehöfte Pauly sind auf der Höhe die Buntschiefer ebenfalls zu sehen. Unterhalb dieses Hauses ist eine Kieselschieferbreccie aufgeschlossen.

Weiter östlich, schon am Poßruck, finden sich bei Offberg die von Tornquist (24) beschriebenen, grünen und roten „Tuffe“, welche ebenfalls als altpaläozoisch ansieht.

Die Kalke von Mahrenberg, welche bei diesem Markte eine auffällige, in der Landschaft sehr hervortretende Felsgruppe bilden, wurden von Rolle in den Kohlenkalk (1), von Stur in die Trias (2), von Dreger ins Devon (7), von Kieslinger mutmaßlich wieder in die Trias gestellt. Die fazielle Analogie dieser Gesteine, der enge Verband mit sicher paläozoischen Schieferen und die allerdings nicht sicher bestimmbareren Fossilfunde Dregers in der streichenden Fortsetzung dieses Kalkzuges sprechen zugunsten eines devonischen Alters dieser Kalke. Ich bin demnach der Überzeugung, daß der Zug von Kalkgesteinen, welcher von Mahrenberg östlich gegen die Ortschaft Remschnigg³⁾ zieht, nicht als

¹⁾ Vgl. hiezu meine Studie: „Das Abbild der jungen Krustenbewegungen im Talnetz des steirischen Tertiärbeckens.“ Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1926, Abh. Nr. 4, S. 516.

²⁾ Die Lagerung der Kalke von Mahrenberg über den bunten Schieferen hat schon A. Kieslinger beschrieben.

³⁾ Die Ortschaft Remschnigg liegt nicht am Höhenrücken „Remschnigg“, sondern — geologisch gesprochen — an der Nordwestecke des Poßruckgewölbes i. e. S.

Trias anzusehen ist, sondern ein Äquivalent der fossilführenden Devonkalke vom Remschnigggehänge darstellt. Durch diese Feststellung erscheint auch die schon von Schwinner (25) als unwahrscheinlich bezeichnete Annahme von zwei Fazies innerhalb der Untertrias (Buntsandstein-, bzw. Grödener Sandsteinfazies einerseits, Buntschieferfazies andererseits) beseitigt.

Somit ist das Vorhandensein einer schmalen, aber durchgehenden, reicher gegliederten paläozoischen Zone am Südostende der Zentralalpen, im Raume zwischen Bacher und Poßruck, bzw. im Bereiche des letzteren, durch die Untersuchungen der letzten Jahre sichergestellt, bzw. wahrscheinlich gemacht.

Trotzdem ist aber auch Trias im Draudurchbruche, westlich des Poßrucks, vorhanden. Hierher gehören die schon von Stur erwähnten Megalodonten führenden Kalke vom Bahnhof Wuchern, die von Kieslinger zuerst beschriebenen Buntsandsteine und Triasdolomite am Pollnerkogel bei Wuchern und der Dolomit bei Zeckendorf an der Mur. Am Nordwestbacher ist dann ein weiteres Verbreitungsgebiet, speziell von Buntsandstein (21). Die Triaskalke und Dolomite treten meistens in Verbindung mit typischem Bunt- (Grödener) Sandstein auf.

b) Die Beziehungen des jungen Faltenbaus am Poßruck— Remschnigg zur Tektonik der Drautalsynklinale.

A. Kieslinger (21) hatte angenommen, daß die Drautalsynklinale sich im Gebiete von Hohenmauthen in zwei Äste teile, von denen der eine die Verbindung mit seiner „Eibiswalder Synklinale“ herstelle, der andere aber sich in die „Reifnigiger Synklinale“ fortsetze. Ich halte es auf Grund meiner Übersichtsbegehungen für wahrscheinlicher, daß das Paläozoikum von Mahrenberg, welches mitsamt der südlich davon, jenseits der Drau, gelegenen Triasschollen einer synkinalen Einmündung (Kieslingers „Drautalsynklinale“) entspricht, nicht nordostwärts zur „Eibiswalder Synklinale“ weiterstreicht, sondern seine Fortsetzung in östlicher (ostnordöstlicher) Richtung über Dörfel, Remschnigg und Oberkappel in der schon mehrfach erwähnten Kappeler Synklinale findet. In einem großen Teil dieser Faltenmulde bilden Eibiswalder Schichten und Radelschotter den Kern, welche auch nördlich und südlich von Oberkappel (südwärts bis zum Pokerschniggkogel) anstehen. Aber auch im Grundgebirge verrät sich das Durchziehen der Synklinale, indem im Kern paläozoische Phyllite (mit Kalkschollen) aufgeschlossen sind, während im N und S das Kristallin zu bedeutenderen Höhen aufsteigt. Die paläozoische Scholle nordöstlich von Hl. Geist entspricht bereits dem Südflügel der Oberkappeler Synklinale.

Die Trennung der Oberkappeler Synklinale von der Eibiswalder Einmündung — welche letztere wohl den Südsaum der großen „Einmündung“ des Grazer Paläozoikums bildet — erfolgt durch das Altkristallin der langgezogenen Remschnigg-Antiklinale. In der jüngsten (spät-nachmiozänen) Tektonik bildete sich eine direkte antiklinale Brücke zwischen dem Remschnigg und dem Südostrande der Koralpe aus. Vom Writschniggkogel (1011 m), der nach Kieslinger noch aus den Diaphthoritgesteinen

besteht, läßt sich über Hl. Dreikönig und dem Radelkamm¹⁾, beide aus altmiocänen Blockschottern aufgebaut, eine nahezu einheitliche Wölbung bis zum Remschnigg verfolgen, deren gestörter Südfügel Kieslingers „Draugraben“ (21) entspricht.

Der Poßruck i. e. S. bildet eine weitere, schon in der älteren Tektonik angelegte, noch in spät-postmiocäner Zeit fortentwickelte, breite Faltenwölbung, an deren Südfügel sich die Synklinale Reifnigg—St. Lorenzen — mit steilerer Einfaltung von noch miocänen Süßwasserschichten und Schlier — anschließt. Sie scheidet den Poßruck vom Bacher. Es sind demnach drei junge Antiklinalelemente vorhanden, der Remschnigg, der Poßruck und der Bacher, welche durch die Kappeler Synklinale, bzw. durch die Faltenmulde Reifnigg—St. Lorenzen voneinander getrennt erscheinen.

c) Die Bewegungsrichtung der Schübe am Poßruck.

Für diese Frage sollen nur einige Hinweise gegeben werden, ohne daß die zum Ausdruck gebrachte Auffassung mehr als eine vorläufige Vermutung angesehen werden soll.

A. Kieslinger hat mit entsprechender Begründung darauf verwiesen, daß die Diaphthoritzone am Südsaum der Koralpe auf nordgerichtete Schubbewegungen in alpidischen Fasen der Gebirgsbildung schließen lasse, wobei es auch zu Einklemmungen von paläozoischen Lagen zwischen den alten Diaphthoritgesteinen gekommen sei (Kalke von St. Lorenzen usw.).

Auch für den Poßruck erscheint die Annahme nordgerichteten Schubs zunächst am nabeliegendsten. Es kann aber nicht verschwiegen werden, daß am Poßruck der Auffassung einer nordgerichteten Bewegung, die ich ursprünglich selbst gehegt hatte, gewisse Bedenken gegenüberstehen. Denn auch wenn man die jugendliche antiklinale Aufwölbung in Rücksicht zieht (bzw. rückgängig gemacht denkt), bleibt noch immer eine überwiegende Neigung der Bewegungsflächen nach N hin bestehen. (Am Remschnigg und in der Scholle von Hl. Geist a. P.) Am Gehänge von Schmirnberg sind deutlich nach S überlegte Liegendfalten in der Kleintektonik festzustellen. Schwerwiegender ist aber die Tatsache, daß die Trias von Hl. Geist ihrer Unterlage vermittels einer Bewegungsfläche ohne Zwischenschaltung von Paläozoikum aufruhrt, während sich gegen N hin in steigendem Maße paläozoische Schiefergesteine einschalten und auch im darunterliegenden Grundgebirge die Mylonite an Stärke und Tiefe zuzunehmen scheinen. Es gewährt den Eindruck, als ob die Triasscholle von Hl. Geist der Stirn (dem Vorderrand) einer südbewegten Scholle entspräche.

Ich betrachte es für sehr wahrscheinlich, daß das Paläozoikum des Sausals (= südliche Fortsetzung des Grazer Paläozoikums), welches im weststeirischen Becken aus dem Tertiär auftaucht, unter dem letzteren mit jenem des Poßrucks in unmittelbarem Zusammenhang steht und mit

¹⁾ Im Altmiocän lag im Radelgebiet eine damals gebildete tektonische Senke, die eine Zeilang eine grabenartige Verbindung zwischen dem Eibiswaldergebiete und der „Drautalsynklinale“ herstellte.

ihm vielleicht eine tektonische Einheit höherer Ordnung bildet. Die große Bewegungsbahn am Remschnigg und Poßruck, welche Paläozoikum und Kristallin scheidet, könnte dann vielleicht als der südgerichtete Ausstrich einer Schubfläche gedeutet werden, an welcher das Grazer Paläozoikum in jugendlicher Zeit randlich verschoben wurde. Mit dieser Angabe sollen aber natürlich die von A. Kieslinger beschriebenen Nordbewegungen am Südsaum der Koralpe keineswegs angezweifelt werden. Denn es besteht sicher auch die Möglichkeit, Befunde über verschiedene Bewegungsrichtungen in benachbarten Zonen in einer Deutung zu vereinigen, wie ich z. B. im Bewegungsbild der östlichen Südalpen nachzuweisen versucht habe.

d) Einige regionale Gesichtspunkte.

Zum Schlusse sei noch kurz auf die große tektonische Bedeutung verwiesen, welche gerade den Gebieten am Poßruck und an der anschließenden südlichen Koralpe für die Analyse der altersverschiedenen, übereinandergeprägten Baupläne der Ostalpen zukommt. Es ist insbesondere das Verdienst R. Schwinnners (29), in mehreren Arbeiten auf die vorpaläozoischen Strukturen im Bau der Ostalpen verwiesen und ihre Abtrennung von jüngeren Bauplänen versucht zu haben. F. Heritsch¹⁾ und H. Mohr²⁾ haben speziell die Bedeutung paläozoischer Gebirgsbildungsvorgänge klargelegt. Wenn sich auch in neuester Zeit die Anzeichen für eine größere Bedeutung auch der alpinen (jungmesozoisch-alttertiären) Bewegungsphasen im Bauplan der Ostalpen zu mehren scheinen (vgl. F. Heritsch, 28), so wird jedoch der Bedeutung schon sehr alter Strukturen für die Grundzüge der tektonischen Leitlinien im Bau der östlichen Zentralalpen nicht Abbruch getan werden dürfen.

Der Poßruck und die anschließende südliche Koralpe liegen gerade in jener Zone, in welcher die Überwältigung der uralten, nordwestlich-südöstlichen Streichrichtungen, wie sie die südliche Koralpe beherrschen, am Saume gegen die Südalpen zu, sich durch jungalpine Bewegungen in hohem Maße, vollzieht. Dieses Ergebnis geht vor allem auf A. Kieslingers Untersuchungen in der südlichen Koralpe zurück, wo er (21, S. 510) das Auftreten geradezu einer tektonischen Gitterstruktur als Interferenzerscheinung an der Grenze des im westlichen vorpaläozoisch (paläozoisch?) gefalteten und des jungalpin überwältigten Bereichs feststellen konnte.

Aus der Untersuchung der Nordhänge des Poßruck--Remschnigg hat sich ergeben, daß diese in ganz ausgesprochener Weise, ebenso wie der Südsaum der Koralpe, von den alpinen Bewegungen überwältigt worden sind und eine rein ost-westliche Streichrichtung aufweisen. Wie wir gesehen haben, ist die junge Tektonik dem Grundgebirge, unter starken mechanischen Einwirkungen und Schubbewegungen, auf-

¹⁾ „Die vormesozoischen Gebirgsbildungen in den Ostalpen“. Sitzungsber. d. Deutschen Geol. Ges., Berlin 1927, S. 217 ff.

²⁾ „Ein geologisches Profil durch den Kohn bei Dellach.“ Verh. d. Geol. Bundesanstalt 1925, Nr. 5, wo für die NW streichenden, alten Krustenteile der östlichen Zentralalpen eine karbonische Gebirgsbildung (taurisches Gebirge) vorausgesetzt wird.

geprägt worden. Nichts deutet in dem von mir näher untersuchten Teil des Poßbrucks auf alte, diagonal verlaufende Faltenzüge, wie sie uns in der NW—SO streichenden Elementen der Koralpe entgegentreten.

Daß im alten Grundgerüste dieses Gebirges (und der südöstlichen Zentralalpen überhaupt) eine südöstliche Verlaufsrichtung, die über die kroatischen Inselberge zur Rhodopemasse weist, vorherrschend war, hat Schwinner schon 1924, bezugnehmend auf die von Franz Kossmat geschilderte, sehr an die Zentralalpen erinnernde, kristalline Gesteinsvergesellschaftung in der Rhodope, angenommen und eine zum heutigen Alpenstreichen quergerichtete „Großfalte“ „steirische Masse—Agramer Gebirge—Rhodope“ als grundlegenden tektonischen Zonenverband der voralpäischen Fasen vorausgesetzt.¹⁾ Im Jahre 1925²⁾ führte er aus, daß „ein Hauptast jenes alten, voralpäischen Gebirges mit SO—NW—Streichen von der Rhodopemasse über Steiermark zum Böhmerwald zieht“. In der Arbeit „Die älteren Baupläne in den Ostalpen“ (29) schließlich wird betont: „Das Streichen von Mittelsteiermark weist entschieden nach SO,³⁾ und seine Fortsetzung scheint im Grundgebirge der Balkanhalbinsel in gleichen Serien und gleicher Tektonik — alt und jung — wieder aufzutreten, so daß dieser Zusammenhang kaum anzufechten ist“ (S. 540).⁴⁾

Wenn, wie zu vermuten ist, auch im Grundgebirge des Poßbrucks voralpin NW—SO—Streichen herrschend gewesen ist, so muß es später durch die alpinen Bewegungsvorgänge vollkommen umgeformt worden sein.

Von ganz regionalen Gesichtspunkten geht die Gebirgssynthese von F. Kossmat aus, welcher die unverkennbare Ähnlichkeit zwischen Rhodope und ostalpiner Zentralmasse ebenfalls eingehender erörtert und den Zusammenschluß zwischen beiden Gebirgssystemen „nicht aber in der Form eines glatten Durchlaufens der Gesteinszüge“ findet. Die Rhodope verbreite und verflache sich vielmehr nordwestwärts in die kristallinen Anteile der Ostkarpathen, der ungarisch-siebenbürgischen Grenzgebirge und der slawonischen Inselherge. Die Vereinigung mit der ostalpinen Zentralzone, die sich noch in das oberungarische Bergland erstreckt, sei nach Kossmat in der Mitte der pannonischen Depression tief versenkt (Geol. Rundschau 1926, S. 267). —

Der Poßbruck ist ein kleineres, aber aufschlußreiches Schollenstück am Saume der östlichen Zentralalpen gegen das, offenbar in der pannonischen Ebene tief versenkte Bindeglied zwischen alpiner und dinarischer Zentralzone.

1) „Die niederen Tauern.“ Geol. Rundschau Bd. XIV, Heft 1/2, S. 54—55.

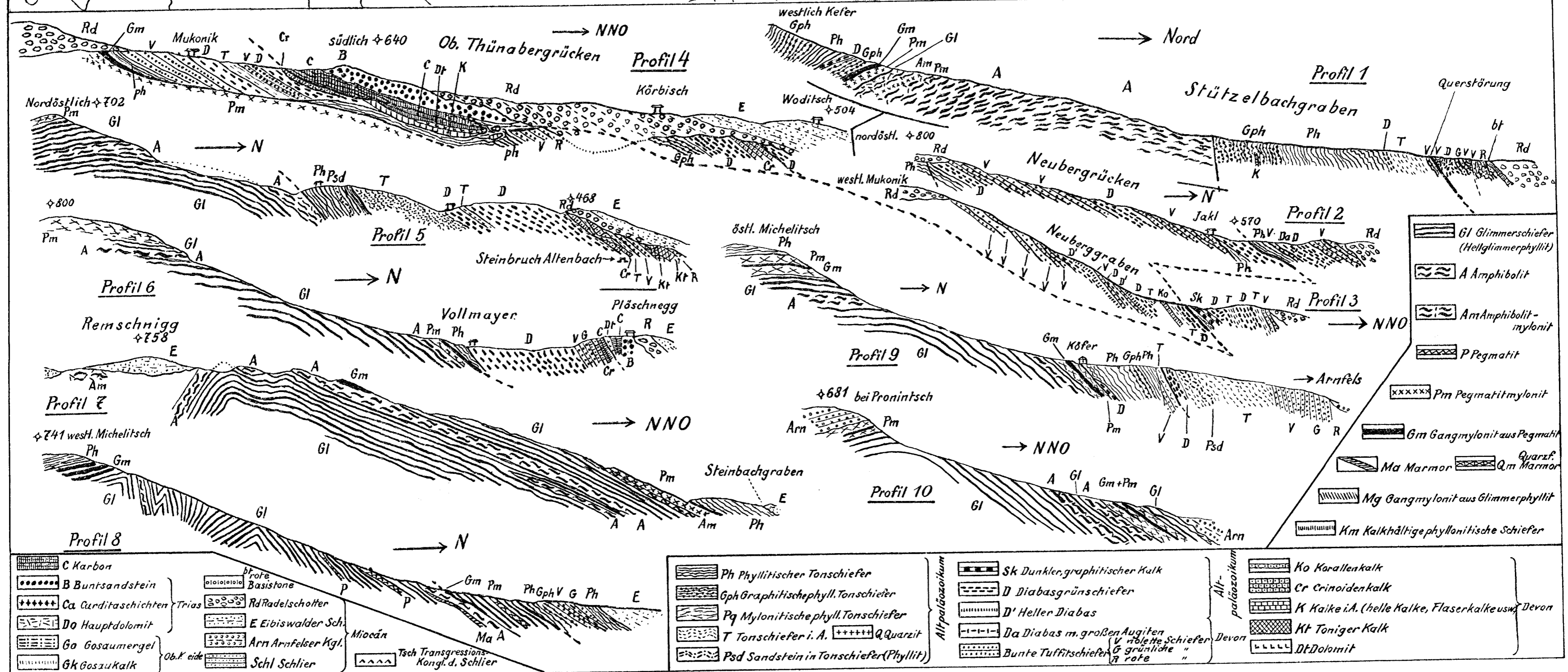
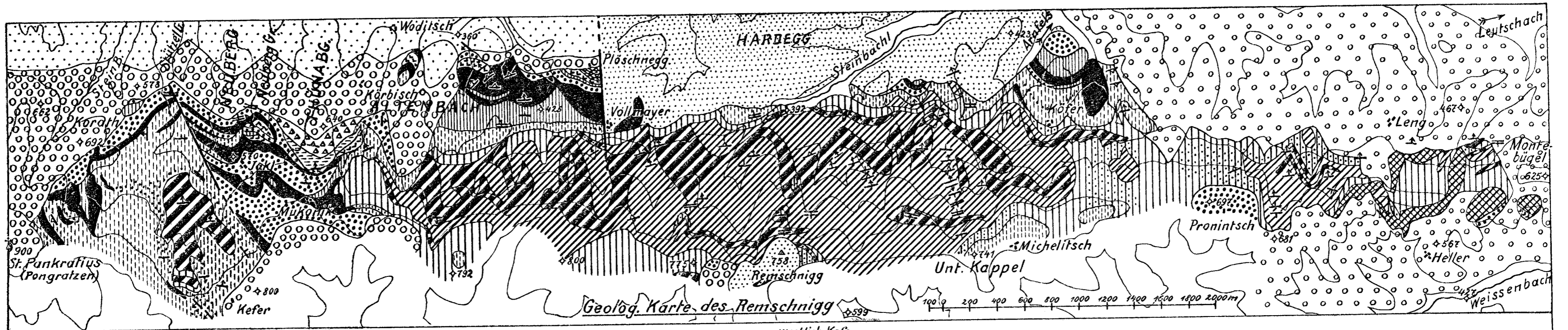
2) „Das Bergland nordöstlich von Graz.“ Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Kl., Abt. I, 134 Bd., 8.—10. Heft.

3) Allerdings scheint Schwinner nach seiner Skizze der „algotmanischen Gebirgsbildung“ vorauszusetzen, daß der O—W orientierte Bau des Poßbrucks schon im „algotmanischen Gebirge“ durch einen in gleicher Richtung verlaufenden Seitenast dieses alten Orogens vorgezeichnet war. (Umbiegen eines Teils der nordwestlich verlaufenden zentralalpiner Züge am Poßbruck in die OW-Richtung auf Schwinner's Skizze!)

4) Auf diese, auch für die Beurteilung des alpin-dinarischen Grenzproblems wichtigen Ausführungen R. Schwinner's sei hier in Ergänzung zu meiner, Anfang 1926 abgefaßten, aber erst 1929 erschienenen Studie „Alpen und Dinariden“ (Compte rendu d. intern. Geol. Kongresses. Madrid 1929) nachträglich hingewiesen.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorbemerkung	19
I. Hauptabschnitt	22
Die bisherigen geologischen Studien im Grundgebirge am Nordsaum des Poßruck und Remschnigg	22
A. Verzeichnis der geologischen Literatur über das Grundgebirge am Poßruck	22
B. Die geologischen Vorarbeiten	23
II. Hauptabschnitt	27
Profilbeschreibungen	27
A. Profile vom Remschnigg	27
1. Die Scholle von Pongratzen	28
2. Die Scholle von Altenbach	34
3. Die Scholle des Remschnigg i. e. S.	40
4. Die östlichen, schmalen Grundgebirgsaufbrüche am Remschnigg	44
B. Die Grundgebirgsscholle am Nordgehänge des Poßrucks, nördlich von Heiligengeist am Poßruck	46
Allgemeines	46
1. Das Profil entlang des Heiligengeistgrabens bis zum Jarzkogl	47
2. Beobachtungen in dem Gebiete von Oberkappel, westlich von Heiligen- geist am Poßruck	52
3. Die Aufschlüsse im Raum unmittelbar westlich des (unteren) Heiligen- geistgrabens (südlich von Leutschach)	53
4. Die Aufschlüsse in dem Graben östlich der Heiligengeist-Klamm und im obersten Rieger-(Reka)graben	54
5. Die Aufschlüsse in den Schmirnberger Gräben	56
III. Hauptabschnitt	58
Zusammenfassung der Detailergebnisse und regionaler Ausblick	58
1. Ergebnisse über die lokale Stratigraphie	58
2. Ergebnisse über die lokale Tektonik	62
3. Einige Bemerkungen über die Beziehungen des Poßruck—Remschnigg zu den Nachbargebieten	68
Inhaltsverzeichnis	73



Maßstab der Profile: 1 : 8333; Maßstab der Karte: 1 : 25.000.

Geologie der Peitlerkofelgruppe. (Südtiroler Dolomiten.)

Von Georg Mutschlechner, Innsbruck.

(Mit 1 geologischen Karte, 1 Profiltafel und 2 Textfiguren.)

Aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Innsbruck.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort	76
Stratigraphischer Teil	76
Vorpermisches, kristallines Grundgebirge	76
Quarzphyllit	76
Diabasporphyr	77
Unteres Perm	78
Basalbildungen	78
Feldspatreiche Porphyrite von Villnöß	80
Quarzporphyr des Bürstling	81
Oberes Perm	81
Grödner Sandstein	81
Bellerophon-Schichten	83
Trias	84
Werfner Schichten	84
Unterer Muschelkalk	85
Mendeldolomit (Sarldolomit)	86
Buchensteiner Schichten	87
Buchensteiner Agglomerate	88
Angitporphyr	89
Wengener Schichten	90
Wengener Agglomerate	90
Schlernkalk	91
Cassianer Schichten	91
Schlerndolomit	91
Vergleichende Übersicht der Faziestypen (Tabelle)	92
Tektonischer Teil	93
1. Störungsflächen	93
2. Tektonische Einheiten	95
3. Das Verhältnis der tektonischen Einheiten zueinander und Transportrichtung	96
4. Selektive Tektonik	98
5. Zusammenfassung	99
Morphologie	100
A. Selektive Formgebung und Bodenbildung	100
B. Paläomorphologische Bemerkungen	101
C. Hebungswise Formentwicklung im Tertiär	102
D. Quartäre Morphologie	104
Diluvium	104
a) Moränen	104
b) Interglaziale Gehängebreccie	107
c) Terrassensedimente	109
Alluvium	109
Nutzbare Ablagerungen, Mineralquelle	110
Verzeichnis der benützten Literatur	110

Vorwort.

Bei der Lage des hier behandelten Gebietes am Nordwestrande der Südtiroler Dolomiten standen von vornherein zwei Fragestellungen im Vordergrund:

1. Das Auflagerungsverhältnis auf dem kristallinen Fundamente,
2. Verlauf und Deutung der „Villnösser Linie“.

Die Arbeiten im Felde wurden in den Monaten Juli, September und Oktober 1931 in 65 Aufnahmetagen durchgeführt.

Handstücke, Versteinerungen und Dünnschliffe liegen in der Sammlung des Geologischen Institutes der Universität Innsbruck.

Das ursprüngliche, viel ausführlichere Manuskript mußte infolge der neuesten Sparvorschriften für die Drucklegung fast auf die Hälfte gekürzt werden, unter Verzicht auf ganze Kapitel und viele Einzelheiten.

Meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. R. Klebelsberg, bin ich für manche Anregungen und Winke bei der Ausführung der Arbeit und für die gütige Durchsicht des Manuskriptes zu großem Danke verpflichtet.

Der Deutsche und Österreichische Alpenverein unterstützte meine Feldaufnahme durch eine namhafte Subvention und bewilligte die Mittel für den Kartendruck, wofür ich auch an dieser Stelle herzlich danke.

Innsbruck, im März 1932.

Stratigraphischer Teil.

Vorpermisches, kristallines Grundgebirge.

Quarzphyllit.

Am Nord- und Westrande der Peitlerkofelgruppe taucht der Brixner Quarzphyllit als Unterlage der permisch-mesozoischen Gesteinsfolge heraus. Höher oben tritt er nochmals, und zwar eingekeilt zwischen Gesteinen permischen Alters zutage. Am Villnösser Bache übergreift er als mächtige Schuppe nicht nur permische, sondern auch triadische Schichten.

Nur scheinbar ist der Quarzphyllit dieses Gebietes eintönig. In Wirklichkeit setzt er sich aus den verschiedensten kristallinen Schieferu zusammen, jedoch konnten die meist geringmächtigen, auch im Streichen nicht weit verfolgbaren, oft allmählich ineinander übergehenden Zwischenschaltungen in der Karte nicht ausgeschieden werden.

Hauptgestein ist das, was in der Geologie der Ostalpen als Brixner Quarzphyllit bezeichnet wird: die nachkristalline tektonische Fazies vorpermischer Tone und Quarzsandsteine (Paraphyllit). Ein feinschieferiges Gestein von stahlgrauer bis silberglänzender Farbe, meist grau, grünlichgrau oder rostbraun anwitternd. Wo es vom Grödner Sandstein überlagert wird, kann man häufig äußerliche Rotfärbung der obersten Phyllitbänke wahrnehmen. Im übrigen verweise ich auf meine Beschreibung a. a. O. (20⁴), Seite 172). Einzelne Proben enthielten Turmalinnadeln

¹) Die Zahlen verweisen auf das Literaturverzeichnis.

Abarten des Quarzphyllits entstehen zunächst durch das Zurücktreten des Quarzes und Vorwalten des Glimmers. Auf diese Weise entwickeln sich glimmerschieferartige Gesteine, oft mit zahlreichen neugebildeten Biotiten, die das Gestein unabhängig von der Fältelung durchziehen und häufig quergestellt sind.

Örtlich enthält der Quarzphyllit kleine, durch Kohlenstoffanreicherungen dunkelgefärbte Linsen, an sich ähnlich wie der Kohlenstoffphyllit von Afers und Villnöß. In größerer Mächtigkeit kommen aber weder Kohlenstoffphyllite noch -quarzite in diesem Gebiete vor.

Mit dem normalen Phyllit wechseln manchmal (z. B. südwestlich von Punkt 1741 südlich Untermoj) graue, so feinkörnige Lagen, daß man erst mit der Lupe Glimmerschüppchen erkennen kann.

Die höchsten Lagen der Quarzphyllitzone sind vielfach als Chloritschiefer entwickelt. Fundstellen östlich vom Würzjoch, westlich vom Halsl usw.

Östlich vom Würzjoch und am Gipfel des Kurtatsch (2117 m) stehen quarzitisches Phyllite an.

Im Rodelwalde kommt ein schmutzigweißer, biotitführender, rostbraun anwitternder Sericitquarzit vor.

Am Kurateusteige, der Villnöß mit Afers verbindet, wurde ein im frischen Bruche dunkelgrauer, gelbbraun anwitternder Quarzitschiefer gefunden, der außer Quarz, Biotit und Muscovit auch etwas Plagioklas und Magnetit enthielt.

Eine dunkelgraue, glimmerarme, aber noch deutlich geschichtete quarzitisches Einschaltung steckt an der Südostseite des Mittelberges (südwestlich von Punkt 1720) im Quarzphyllit.

Ähnliches, aber grün anwitterndes Gestein bildet den höchsten Phyllithorizont südwestlich vom Halsl.

Reiner, sehr heller Quarzit steht im unteren Teile des Katzensteiges auf etwa 1200 m Höhe an.

Echte Gneise, Phyllitgneise und Karbonatgesteine fehlen.

Bevorzugte Bruchflächen verlaufen auch hier fast senkrecht zur Faltungssachse. Durch Parallellagerung des Glimmers auf den Schichtflächen entstehen örtlich Gleitbahnen, von denen Schuppungen ausgehen.

Gerölle fertig geprägten Quarzphyllits in den unterpermischen Basalbildungen beweisen, daß seine tektonische Durchbewegung schon in vorpermischer Zeit vollendet war.

Diabasporphyrit.

An der Südseite des Aferer Tales wurde in den Abhängen des Tschiniför ein stockartig auftretendes Ganggestein festgestellt, das den Brixner Quarzphyllit ohne jede Kontaktwirkung durchsetzt. Infolge Überlagerung durch die Basalbildungen des Tschiniför und der Muntwiesen ist nur der nördliche Teil des Ganges sichtbar (Profil 5).

Dem sehr festen, grünlichgrauen, braun anwitternden Massengestein wurden zur näheren Untersuchung zwei Proben entnommen. Beide sind, obwohl das Material ziemlich frisch aussieht, tiefer hinein zersetzt, als es durch Verwitterung allein möglich wäre. An letzteren Vorgang geht wohl die beobachtete Limonitbildung zurück. Das Gestein ist deutlich porphyrisch struiert. Die größten Kriställchen erreichen 2 mm Durchmesser. Im Dünnschliffe sieht man viele karbonatische Pseudomorphosen nach Augit und nach Feldspat. Der unveränderte Feldspat ist ausschließlich Kalifeldspat. Vereinzelt fanden sich Biotite, seltener Apatitnadeln.

Das spezifische Gewicht betrug 2.5.

Demnach reiht sich dieses basische Gestein in die Gruppe der Diabasporphyrite bis Norite, die im unteren Pustertale an zahlreichen Stellen den Quarzphyllit gangförmig durchbrechen.

Das Alter der Intrusion ist vorpermisch, da die unterpermischen Basalbildungen dem Gange seitlich angelagert sind und auch in seinem Hangenden folgen, ohne daß irgendwelche Apophysen der Gangmasse in das Hangende eingedrungen wären. Andererseits finden sich Gerölle des Diabasporphyrits als Einschlüsse in den Tuffkonglomeraten der Basalbildungen.

Unteres Perm. Basalbildungen.

Über dem Quarzphyllit bzw. dem Diabasporphyrit folgt unter den feldspatreichen Porphyriten eine Serie von Gesteinen, für welche ich die v. Klebelsbergsche Sammelbezeichnung „Basalbildungen“ (16) verwende.

Ihr Verbreitungsgebiet liegt, wie die Karte zeigt, westlich vom Halsljoche.

Diese Basalbildungen waren auch früheren Bearbeitern nicht entgangen. Da sie bisher mangelhaft kartiert, vielfach mit dem Quarzporphyr verwechselt und nicht beschrieben wurden und weil über ihre Ausbildung Unklarheit herrscht, scheint es zweckmäßig, meine Beobachtungsergebnisse ausführlicher zu bringen.

Die Basalbildungen beginnen in der Regel mit dem sogenannten „Verrucano“, einem hier hauptsächlich aus Quarz und Quarzphyllit, daneben aber auch aus Quarzit, Sericit- und Chloritschiefer des aufgearbeiteten Untergrundes bestehenden Konglomerate. Einschlüsse von kausenitischen Gesteinen, Quarzporphyr und anderen Massengesteinen wurden nicht gefunden. Die besten Aufschlüsse liegen oberhalb einer Weggabelung östlich von Gstill in Villnöß und am Russisbache.

Die Bestandteile sind meist gerundet, z. T. auch gerollt. Längsdurchmesser von 2—3 cm sind am häufigsten. Das Bindemittel ist gewöhnlich sandig-glimmerig und vorwiegend grünlich. Eine Ausnahme macht ein ost-südöstlich vom Laseider anstehender Verrucano, dessen kantenfrische, blättchenförmige Einschlüsse in einem braunen (eisen-schüssigen), feinsandigen Bindemittel liegen. Ein ganz ähnliches Gestein kommt auch südlich des Villnösser Tales im Liegenden der Raschötzer Quarzporphyrplatte vor.

Der Verrucano lagert transgredierend in Hohlformen des Quarzphyllits. Man neigt in neuerer Zeit dazu, ihn mehr als festländischen Verwitterungsschutt zu erklären. Dagegen spricht die deutliche Rollung vieler Komponenten. Es ist aber immerhin vorstellbar, daß bei der Bildung dieses marinen Transgressionsproduktes auch umgelagerter festländischer Verwitterungsschutt Verwendung fand. Bemerkenswert ist, daß eine am Westrande der Muntwiesen (südwestlich von Punkt 1720) entnommene Verrucano-Probe deutlich eine Kornsortierung erkennen läßt, wobei ganz feinsandige Lagen mit groben, hauptsächlich aus Quarzphyllitplittern und -blättchen bestehenden wechsellagern. Die Einschlüsse sind stets mit der Breitseite den Schichtflächen parallel angeordnet.

Ein ausgesprochenes Fehlgebiet des Verrucano ist der Nordrand der Peitlerkofelgruppe östlich vom Halsl. Was die Karte Mojsisovic's

dort als durchgehenden Streifen von Verrucano bezeichnet, ist unterer Grödnner Sandstein, dessen geröllreiche Lagen von ersterem unbedingt getrennt werden müssen.

Ohne scharfe Grenze lagert über dem Verrucano eine mächtige Folge von dunklen Gesteinen, vorwiegend Tuffkonglomeraten, aber auch Tuffen und Laven. Wo ersterer fehlt, beginnen diese unmittelbar über dem Quarzphyllit und dem Diabasporphyrit.

Als Tuffkonglomerate fasse ich alle jene klastischen Bildungen im Liegenden der feldspatreichen Porphyrite und des Grödnner Sandsteins zusammen, die sich durch reiche Führung von bunt gemischten, kantestumpfen bis gerundeten Einschlüssen auszeichnen und durch ein tuffiges oder lavenartiges Bindemittel verfestigt sind. Die Größe der umschlossenen Stücke schwankt zwischen wenigen Millimetern und zwei Metern. Die wichtigsten Komponenten sind Quarzphyllit, Quarzite und Porphyrite. Die Herkunft der letzteren ist in der Regel unbekannt, meist sind sie stark zersetzt.

Die Einschlüsse lassen sich zu zwei Haupttypen gruppieren:

1. Solche aus der Quarzphyllitzone.

Sehr häufig Quarzphyllit und Quarzit; auch Kohlenstoffquarzit. Ganz selten rein weißer Quarzit. Nur in einem Stück vertreten war Kohlenstoff und Erz (Magnetit und Pyrit) führender Quarz-Glimmer-Sandstein aus den Kohlenstoffeinlagerungen des Brixner Quarzphyllits (Schliff 22).

2. Einschlüsse von porphyrisch struierten Erstarrungsgesteinen.

a) Diabasporphyrit, wie auf Seite 77 beschrieben. Fundstellen: Westlich von Coll.

b) Braun anwitterndes, im frischen Bruche rötlichgraues, feinkörniges Erstarrungsgestein mit porphyrischer Struktur. Reich an Plagioklas. Außerdem zersetzte Augit und Calcitmandeln. Viel Magnetit, bald fein verteilt, bald zu Gruppen gehäuft. In der Grundmasse sehr viel Erz und Feldspat. Schliff 21. Fundort: Südwestlich vom Ritscherhof in Villnöß.

c) Feinkörniges, löcherig anwitterndes, an frischen Bruchstellen dunkelgraues Gestein. Hauptgemengteile: Plagioklasse mit Zonenbau und Zwillingsstreifung. Etwas Erz (? Eisenglanz). Calcit. In der Grundmasse unbestimmbare Feldspäte. Schliff 4. Fundort: Südwestlich von Punkt 1720 an der Ostseite des Mittelberges.

d) Hellgrauer Porphyrit mit brauner Verwitterungsrinde. Mineralbestand: Plagioklas (teilweise mit Zonarstruktur), Biotitfästelchen, grünliche Zersetzungsprodukte, wenig Quarz, etwas Limonit. Sehr feinkörnige Grundmasse aus Feldspäten. Schliff 10. Fundort: Südseite des Tschiniför.

e) Braun anwitterndes, im frischen Bruche braunviolettes, sehr feinkörniges Gestein mit porphyrischer Struktur. Viel Feldspatkörner mit Eigenform und deutlichem Zonenbau (Orthoklas). Wenig Quarz. Augit und Hornblende mit limonitischem Saum. Beide durch Calcit verdrängt, so daß vielfach nur mehr aus der Form auf das ursprüngliche Mineral geschlossen werden kann. Zu erwähnen ist ferner eine nicht genauer bestimmbare, blaßgrüne, isotrope Substanz. Die Grundmasse besteht hauptsächlich aus Feldspäten. Schliff 1. Fundstelle: Südöstlich vom Laseider (Villnöß). Eine der häufigsten Gesteinstypen in den Tuffkonglomeraten.

f) Ein feinkörniges, rötlichgrünes, porphyrisch struiertes Gestein. Sehr viel Orthoklas (Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz), aber auch etwas Plagioklas. Vollkommen zersetzter Augit, an dessen Stelle grünliche Umwandlungsprodukte treten. In der rötlichvioletten Grundmasse Feldspatkriställchen. Schliff 15. Fundstelle: Westlich der Mantinger Wiesen (Villnöß), außerhalb des engeren Arbeitsgebietes.

Die Laven der Basalbildungen treten gegenüber den Tuffkonglomeraten stark zurück. Sie wurden hauptsächlich nördlich des Rodelbaches, u. zw. südwestlich der Hofer Gampen, festgestellt. Die Aufnahme hat ergeben, daß Augitporphyr, der anderwärts ein wesentlicher Bestandteil der Basalbildungen ist, hier gar keine Rolle spielt.

Eine südlich von Punkt 1846 (westlich vom Halsl) stammende Probe von grauem, tuffsandsteinartigem Aussehen erwies sich als Porphyrit (Schliff 14) mit Orthoklas, etwas Quarz, zersetztem Augit und spärlichem Olivin. Viel Calcit. Magnetit. Bis zu 5 mm große Quarzphyllitstückchen als Einschlüsse. Die Grundmasse enthält winzige Feldspäte.

Eine gleichfalls in dieser Gegend entnommene Probe (Schliff 3) ergab einen rötlichen Porphyrit mit zonar gebautem und verzwilligtem Plagioklas als Hauptgemengteil neben Quarzmandeln, Calcit und Magnetit.

Etwas reichlicher sind nördlich des Rodelbaches die Tuffe der Basalbildungen entwickelt. Es sind im allgemeinen feste, z. T. gut gebankte, feinkörnige, graue Tuffe, die vorzugsweise stratigraphisch mittlere Lagen einnehmen. Vom Westgipfel des Tschiniför (Punkt 1810) stammt ein dunkelgrauer bis schwarzer, äußerst feinkörniger Tuff mit deutlichen Anzeichen von Schichtung. Er enthält viel Quarz und hellen Glimmer, etwas Plagioklas, Orthoklas, Biotit und Erz. Schliff 28.

Auch die Tuffkonglomerate, Laven und Tuffe liegen diskordant auf dem Quarzphyllit und füllen Erosionshohlformen.

Bezüglich ihrer Bildungsbedingungen ist noch wenig bekannt. Für eine Beteiligung von Wasser beim Ablagerungsprozeß spricht außer der Bankung bzw. Schichtung die Mannigfaltigkeit und die Rundung der Einschlüsse, weiters das Vorkommen von Pflanzenresten und Hornsteinen (beide westlich vom Halsl, u. zw. südlich von Punkt 1920) im Verbands der Tuffe.

Die maximale Mächtigkeit der Basalbildungen schätze ich auf 200 m.

Feldspatreiche Porphyrite von Villnöß.

Das Verbreitungsgebiet dieser Gesteine ist auf die Umgebung von St. Peter im Villnöß beschränkt.

Vom Quarzporphyr unterscheiden sie sich sehr auffällig durch den geringen Quarzgehalt, worauf bereits Vardabasso (36, Seite 97) kurz verwiesen hat.

Petrographische Beschreibung:

Im Gegensatz zum Quarzporphyr bilden die Porphyrite weniger feste, oft löcherig anwitternde Gesteine von meist rotvioletter Farbe. Die Struktur ist ausgesprochen porphyrisch. Mit freiem Auge erkennt man bis 1 cm große Feldspateinsprenglinge, die sich im Dünnschliffe (Schliff 7) durch die polysynthetische Zwillingsstreifung als Plagioklase erweisen. Stark verzerrter Biotit (Magnetitbildung) umschließt Feldspatleisten. Sehr selten erscheint im Schliff eingebuchteter und zerbrochener Quarz. Gelegentlich wurden auch kleine Quarzdrusen gefunden. Außerdem östlich Gstill ein wohl ausgebildeter Quarzkristall. Etwas Hornblende, stark verzerrt. In der Grundmasse Feldspat und ungemein viele kleine Titaneisennadeln.

Abweichende Ausbildungen der Porphyrite wurden am Blaubach beobachtet, wo der Quarzgehalt sich anreichert, als Quarzporphyr kann man sie aber auch dort nicht ansprechen. Im Steinbruche bei der Kirche von St. Peter steht hingegen ein orthoklasreicher Porphyrit an.

Das Verhältnis zum Bozner Quarzporphyr und zum Theiser Porphyr kann von diesem Gebiete aus nicht beurteilt werden. Entweder sind die Porphyrite von Villnöß ein sehr tiefer Erguß der Quarzporphyrplatte oder es sind quarzarme Ausläufer einer in der Mitte quarzreichen Decke.

Die Mächtigkeit der Porphyrite beträgt ungefähr 100 m.

Quarzporphyr des Bürstling.

Im innersten Villnöß reicht noch der nordöstlichste Ausläufer einer mächtigen Quarzporphyrdecke bis an den Gasserillbach heran. Es ist dies das altbekannte Vorkommen am Bürstling, das mit dem Raschötzer Porphyr (zwischen Villnöß und Gröden) in Verbindung steht. Der Porphyr scheint hier ohne Zwischenschaltung von Basalbildungen direkt auf dem Quarzphyllit zu lagern. Die verstreuten Blöcke von Agglomeraten entstammen der ladinischen Stufe und sind durch das Eis hierher gelangt.

Das Gestein ist im frischen Bruche braunviolett und verwittert etwas dunkler. Seine Struktur ist deutlich porphyrisch, die Grundmasse bisweilen fluidal entwickelt. Das gesprenkelte Aussehen wird durch viele helle, ziemlich regelmäßig verteilte porphyrische Ausscheidungen bewirkt, die in einer braunroten, für das freie Auge dicht erscheinenden Grundmasse eingebettet liegen. Die hellen Gemengteile erweisen sich als Orthoklas und Quarz, wobei der Kalifeldspat mengenmäßig überwiegt, der Quarz hingegen manchmal die größeren Einsprenglinge bildet. Das Gestein ist auch von kleinen orthoklasreichen Schlieren durchzogen.

Mikroskopischer Befund.

Die stark zertrümmerten Quarzkörner sind teils kristallographisch begrenzt, teils erscheinen sie durch nachträgliche Resorption eingebuchtet. Sie umschließen doppelbrechende Körner.

Der Orthoklas ist meist stark zersetzt, seltener farblos, im gewöhnlichen Lichte sieht man ihn daher je nach der Schliffdicke grau bis graubraun gefärbt. Er ist von vielen Spaltrissen durchzogen.

Der spärlich vorhandene Plagioklas zeigt Zwillinge nach dem Albitgesetze.

Die untersuchten Proben enthielten nur wenig Biotit.

In der äußerst feinen Grundmasse sind Quarzkörner zu erkennen nebst Adern und Mandelauskleidungen mit Quarz.

Von den im vorangehenden Kapitel beschriebenen Porphyriten unterscheidet sich der Quarzporphyr, wie schon sein Name sagt, durch den hohen Quarzgehalt.

Weil der Raschötzer Porphyr zu den ältesten Ergüssen der Südtiroler Porphyrplatte zählt und von einer mächtigen Folge oberpermischer Sedimente überlagert wird, muß seine Eruption spätestens im untersten Perm erfolgt sein. Paläontologische Anhaltspunkte sind aus dieser Gegend nicht bekannt.

Oberes Perm.

Grödner Sandstein.

Das sichtbare Hauptverbreitungsareal liegt im Norden, wo am Rande gegen das kristalline Grundgebirge die älteren Schichten gut erschlossen sind. In der Tiefe des Villnösser Tales sind die permischen Sandsteine hauptsächlich auf das linke Ufer beschränkt, nur südlich von Gstill, unterhalb des Profanterhofes und bei Rannui greifen sie auf das rechte Ufer über. Oberster Grödner Sandstein geht auf der Gampenalpe und — als Seltenheit im Innern der Dolomiten — östlich von Seres (Campill) in 1540 m Meereshöhe zutage.

Das Liegende des Sandsteins ist am Nordrande zwischen St. Martin und dem Russisbache Quarzphyllit. Westlich dieses Baches bilden, mit Ausnahme zweier kleiner Vorkommen am obersten Blaubach, andere

Gesteine die ursprüngliche Unterlage: Basalbildungen (Verrucano, Tuffkonglomerate usw.), zwischen St. Magdalena und Pizak feldspatreiche Porphyrite. Das sedimentäre Auflagerungsverhältnis ist überall konkordant, ebenso die Grenze gegen die hangenden Bellerophon-Schichten.

Genau so wie in den östlich anschließenden St. Vigiler Dolomiten läßt auch hier der Grödner Sandstein eine im Streichen anhaltende, für die Beurteilung der tektonischen Vorgänge wichtige Dreiteilung erkennen: in je eine untere und obere rotgefärbte Zone, die den mittleren, grauen bis graubraunen Horizont zwischen sich schließen.

Die Sandsteine beginnen überall mit roten, geröllreichen Arkosen, wobei sich manchmal ein paar Meter über der Liegendgrenze dünne, konglomeratartige Lagen unterscheiden lassen, die seitlich bald auskeilen. Dem Verrucano gehören diese Einschaltungen nicht mehr an, da sie bereits im Verbands des Grödner Sandsteins auf-

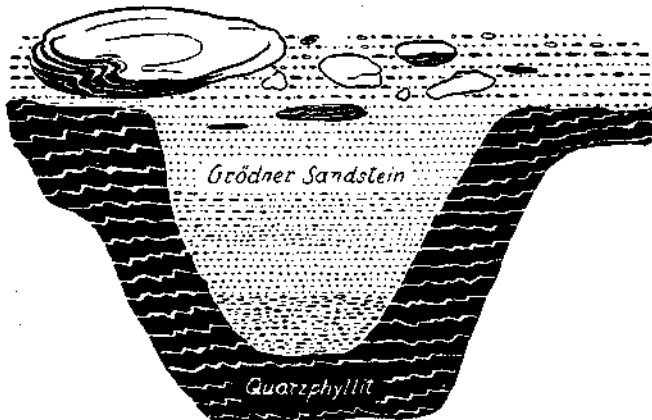


Fig. 1. ($\frac{1}{5}$ der nat. Größe.)

treten. Das Material der Gerölle ist hauptsächlich Quarz und Phyllit nebst Chlorit-schiefer aus dem Liegenden. Wo das Bindemittel verwittert oder abgetragen ist, bedecken Tausende kleiner Kieselsteine den Phyllit (Würzjoch). Stücke aus den Tuffkonglomeraten und anderen Basalbildungen habe ich im Grödner Sandstein niemals beobachtet, ein Hinweis, daß in Villnöß die Aufarbeitung nicht sehr tiefgreifend war. Hingegen findet man im untersten Grödner Sandstein südlich von Runkatsch vereinzelt Einschlüsse von feinkörnigen, roten, Feldspat führenden Porphyriten. Bemerkenswert ist ferner das Vorhandensein von Quarzporphyrstückchen, deren östlichste Fundstelle im Gunggan liegt. Alle diese Bestandteile zeichnen sich durch eine mehr oder weniger vollkommene Rollung aus und erreichen manchmal die Größe einer Männerfaust. Kornsortierung ist häufig wahrzunehmen.

Diese Merkmale lassen im Vereine mit der gleichmäßigen und weiträumigen Verbreitung auf die Entstehungsbedingungen der untersten Grödner Sandsteinlagen schließen. Die Größe und die gute Bearbeitung, das Fehlen von Windkantern, dafür aber schöne Kiesel, sprechen gegen den so häufig angenommenen Windtransport, wobei allerdings zu berücksichtigen bleibt, daß in äolischen Ablagerungen auch Flußgerinne möglich sind. Daß solche tatsächlich existierten, beweist eine dachrinnenartige Vertiefung im obersten Quarzphyllit westsüdwestlich vom Halsl. Diese vom Wasser geschaffene Rinne ist Schicht für Schicht mit feinkörnigem Grödner Sandstein aussedimentiert. Darüber breiten sich geröllreiche Sandsteinlagen. (Fig. 1.)

Das Hauptgestein ist ein grobkörniger, roter, weiter oben grauer Quarzsandstein, der außerdem viel Kaliglimmer und Feldspat enthält. Letzterer tritt allmählich zurück, so daß der graue Horizont fast ausschließlich aus Quarz und Glimmer besteht. Bei der Untersuchung der mittleren (grauen) Zone ist mir z. B. am Russisbache wiederum eine beträchtliche Geröllführung aufgefallen. Die dritte und höchste Abteilung liefert abermals ein roter, nun aber bedeutend feinkörnigerer Sandstein. Dieser geht schließlich eine Wechsellagerung mit ganz dünn gebankten, dolomitischen Gesteinen ein, die den Beginn der Bellerophon-Schichten anzeigen.

Charakteristisch für den Grödner Sandstein ist die gute Schichtung, innerhalb Pizak und bei St. Magdalena auch Kreuzschichtung, sowie die verhältnismäßig dichte Packung der Körner (geringes Porenvolumen).

Außer einem Zapfenabdruck, der wahrscheinlich einer *Voltzia Hungarica* Heer angehört und aus einem roten Sandstein südsüdwestlich vom Halsl stammt, wurden keine bestimmbareren Fossilien gefunden.

Die Mächtigkeit des Grödner Sandsteins beträgt durchschnittlich 200 m, davon entfallen auf die unterste Gruppe 10 bis 50 m. Die mittlere und obere teilen sich gleichmäßig in den Rest. In den Kompatschewiesen ist die Mächtigkeit tektonisch vergrößert.

Bellerophon-Schichten.

Ihre Verbreitung hält sich im großen ganzen an jene des liegenden Grödner Sandsteins. Im Hangenden folgen die Werfner Schichten. Beide Grenzen lassen keine primären Unkonformitäten erkennen.

Gegenüber der Ausbildung in den St. Vigiler Dolomiten zeigen die Bellerophon-Schichten der Peitlerkofelgruppe lithologische Unterschiede, vor allem im Zurückbleiben der Raubwacken. Auch die Tonlagen in den unteren Horizonten sind hier spärlicher vorhanden.

Die untere Abteilung geht durch eine Wechsellagerung aus dem Grödner Sandstein hervor. Ganz dünne und darüber folgende dickere Dolomitbänken alternieren mit dem obersten Sandstein. In dem Maße als der Dolomit zunimmt, verringert sich der Anteil des Grödner Sandsteins, bis er schließlich ganz verschwindet. Aus der Ferne ist dieser Wechsel, z. B. in den Abbrüchen der Kompatschewiesen an der hellen Bänderung des intensiv roten Sandsteins gut zu sehen. Darüber folgen dann weiße bis graue, gut gebankte, bisweilen auch etwas löcherige Dolomite. Wenn Raubwacken überhaupt entwickelt sind, treten sie, wie oberhalb Valdander, als nächst jüngere Bänke auf. Dann beginnt ein vielfacher Wechsel von Gipsen, Dolomiten und tonigen Lagen. Die Gipse bilden hier weniger langgezogene Bänder, wie etwa in der Piccoleiner Schlucht, sondern beschränken sich mehr auf Linsen, Nester und kleinste Anhäufungen. Sie sind gewöhnlich rein weiß, gelegentlich durch Ton verunreinigt, oberhalb Seres auch gelblich. Die größeren erschlossenen Gipsvorkommen, die hier auch zur Klärung tektonischer Fragen beitragen, können aus der Karte abgelesen werden.

Die obere Abteilung setzt sich vorwiegend aus dunklen, bituminösen, sehr häufig von weißen Kalkspatadern durchzogenen Slinkkalkeu zusammen. An der Nordseite der Roßähne findet man auch sandig-kalkige Schichten. Am Übergang in die Werfner Schichten stellen sich kalkig-mergelige Gesteine ein.

Bezüglich der Fazies wäre zu bemerken, daß die Bellerophon-Schichten von Osten gegen Westen immer kalkärmer werden, indem die bituminösen Kalke, die in den St. Vigiler Dolomiten und im östlichen Gebietsteile besonders reich vertreten sind, allmählich verschwinden und

an den Abhängen des Villtatscherberges (oberhalb St. Magdalena) einer Dolomit- und Gipsfazies Platz machen.

Die Fossilführung der Bellerophon-Schichten beschränkt sich auf die bituminöse Zone. In der Literatur sind als Hauptfundorte „St. Martin“ und der „Ruefenberg“ angegeben (29, 30, 31). Letztere Stelle scheint ausgebeutet zu sein. Ich fand:

Foraminiferen	Überall in den oberen (bituminösen) Horizonten.
Crinoideen	Blang de Crosta (südlich von Punkt 1737).
<i>Bellerophon</i> sp.	Keßlergraben, Lagunotschwald. Bei Punkt 2122 nördlich Dos da Buthia, Bronsaratal usw.
<i>Nautilus</i> sp.	Keßlergraben.

Die Mächtigkeit der Bellerophon-Schichten nimmt gegen Westen ab, was mit dem Schwinden der Kalke zusammenhängt. Im Osten beträgt sie, soweit nicht tektonisch verdickt, 250 m, oberhalb St. Magdalena nur mehr 150 m.

Trias.

Werfner Schichten.

Wie jenseits des Gadertales (20), so ist auch in der Peitlerkofelgruppe die kartographische Gliederung der Werfner in Seiser und Campiller Schichten nicht durchführbar. Auch hier fehlt das als Grenzhorizont geltende Kokensche Konglomerat.

Die Seiser Schichten des östlichen Teiles bilden so wie in den St. Vigiler Dolomiten jene untere, schmutziggelbe bis gelbbraune, dünngeschichtete, aus den höchsten Lagen der Bellerophon-Schichten mit undeutlicher Grenze hervorgehende Kalk- und Mergelgruppe. Leitfossil ist *Pseudomonotis Clarae* Emmrich. Im westlichen Gebietsteile sind die Seiser Schichten größtenteils unter Gehängeschutt verborgen.

Die hangenden Campiller Schichten des äußeren Campill¹⁾ und des Col Vercin-Gebietes weisen große Übereinstimmung mit jenen östlich der Gader (20) auf, was besonders in der Dreiteilung, ähnlich wie beim Grödner Sandstein, in eine untere und obere rote und in eine mittlere, graue Zone zum Ausdruck kommt. Für die weiter westlich gelegenen Vorkommen trifft diese Gliederung nicht mehr zu. Dort kann man im allgemeinen nur eine untere, graue und eine höhere, rote Abteilung unterscheiden. Im Gebiete des Col Vercin sind den oberen Werfner Schichten gerundete, brotlaib- und polsterförmige Gebilde aus Campiller Material sedimentär eingelagert. Hinsichtlich einiger Besonderheiten in der Ausbildung der skythischen Stufe verweise ich auf die Angaben Reithofers (25, S. 268 bis 270).

Die Fossilführung der Werfner Schichten ist verhältnismäßig reich, qualitativ aber eintönig. Tadellose Exemplare sind recht selten. Bestimmt wurden:

¹⁾ Die prächtigen Aufschlüsse hatten Richthofen (26) zur Einführung der Bezeichnung „Campiller Schichten“ veranlaßt.

Aus den Seiser Schichten:

<i>Pseudomonotis Clavai</i> Emmerich	Westseite der Roßzähne. Bei Punkt 2143 (westlich Göma). Südlich von Punkt 1811 im Col Vercin-Gebiet.
<i>Pseudomonotis aurita</i> Hauer	Blang de Crosta (bei Punkt 1737). Bronsoi-Westseite (am Wege zur Schlüterhütte). Peitlerkofel (westlich von Punkt 2122). Bronsoi-Ostseite.
<i>Pseudomonotis orbicularis</i> Richthofen	
<i>Pseudomonotis</i> sp.	Südlich von Punkt 1811 (Col Vercin-Gebiet).
<i>Anodontophora (Myacites) fassaensis</i> Wissmann	

Aus den Campiller Schichten:

<i>Pseudomonotis</i> sp. cfr. <i>reticulatus</i> Richthofen	Keßlergraben (Campill).
<i>Pseudomonotis</i> sp.	Pitschodel. Blang de Crosta (zwischen Punkt 1811 und Punkt 1848).
<i>Gervillia</i> sp.	Nordwestlich von Laguschel (bei Punkt 1825).
<i>Anodontophora fassaensis</i> Wissmann	Pitschodel (nördlich Wall).
<i>Naticella costata</i> Münster	Nördlich vom Fraps. Bei Punkt 2143, westlich Göma.
<i>Orthoceras</i> sp.	Tru de Florian.
<i>Tirolites cassianus</i> Quenst.	Westseite des Col Vercin.

Die Mächtigkeit der Werfner Schichten schwankt ungemein. Der Maximalbetrag wurde für das Col Vercin-Gebiet, wo das Hangende bereits abgetragen ist, noch mit 300m, die geringste Schichtdicke nördlich von Mischi mit 20m festgestellt. Am häufigsten sind Werte um 200m.

Unterer Muschelkalk.

Zwischen den Campiller Schichten und dem Mendeldolomit liegt das dünne Paket des Unteren Muschelkalkes. In der Karte tritt diese unscheinbare, aber dennoch horizontbeständige Einschaltung nirgends flächenhaft heraus.

Sie beginnt fast überall mit einer klastischen Bildung, dem Muschelkalkkonglomerat, das nur im westlichsten Teile des Gebietes (Kofelwiese und Villtatscher Berg) fehlt. Von den Roßzähnen angefangen ist es, abgesehen von den durch Schutthalden verursachten Unterbrechungen, nach Osten bis zum Fraps, dann am Oberrand der Bioc-Schlucht über Laguschel bis Campill überall zu finden. Daran reihen sich die Ausstriche an den sonnseitigen Hängen des Campiller- und Bronsaratales, am Bronsoi und auf der Gampenalpe. Auch aus dem Felsenzuge des Sobutsch ist sein Vorkommen bekannt.

Es besteht kein triftiger Grund, diesen Horizont zu den Campiller Schichten zu schlagen, folgen doch im Hangenden niemals wieder Campiller Schichten, die eine Zurechnung zum Liegenden rechtfertigen würden.

Das Muschelkalkkonglomerat setzt sich aus den Gesteinen der unterlagernden Schichten (Seiser und Campiller) zusammen. Die Bestandteile sind gerundet bis gerollt und erreichen alle Größen bis ein paar Dezimeter. Nordöstlich von Laguschel enthält es auch ganz feinkörnige Lagen.

Die Mächtigkeit beträgt am Wege von Plang nach Laguschel 7m (höchster gemessener Wert), am Fraps 2½ bis 3m. Weitere Angaben bei Reithofer (25).

Es ist auffallend, daß das Verbreitungsgebiet des Muschelkalkkonglomerates mit jenem, wo die Werfner Schichten weniger mächtig sind, zusammenfällt. Vielleicht wurde an diesen Stellen das Material zur Aufarbeitung entnommen.

Wo das Konglomerat entwickelt ist, folgt darüber der Untere Muschelkalk engeren Sinnes, dessen lithologische Ausbildung — ähnlich wie in den St. Vigiler Dolomiten — im Streichen einem starken Wechsel unterworfen ist.

Im Bereiche der Gampenalpe und am Sobutsch besteht er vorwiegend aus grauen Kalkmergeln und blaugrauen oder bräunlichen, unebenflächigen bis knolligen Kalken, am Wege von Plang nach Laguschei aus grauem, bituminösem Kalk mit Gastropoden und Muscheln. Am Fraps folgen über dem Konglomerate stellenweise rötliche und grünliche, den Campiller Schichten ähnliche Lagen. Über Auskeilen des Muschelkalkkonglomerates in Kalke und Kalksandsteine hat bereits Reithofer (23), über seitliche Vertretung durch z. T. geröllführenden Dolomit an der Nordseite des Peitlerkofels von Pia (24) berichtet. Westlich der Roßzähne und am Villtatscher Berg ist der gesamte Untere Muschelkalk (also einschließlich des Richthofenschen Konglomerates) dolomitisch entwickelt und vom hangenden Mendeldolomit bald durch schwachen Bitumengehalt, bald durch seine dichtere Struktur und dünnbankige Absonderung zu unterscheiden.

Die Fossilführung ist gering. Meine Aufsammlungen enthielten:

<i>Pecten</i> sp.	Campilltal, südlich von Plang.
Unbestimmbare Muscheln	" " " "
<i>Natica</i> sp.	Südseite des Fraps. " "
Unbestimmbare Gastropoden	Campilltal, südlich von Plang.

Die Mächtigkeit (ohne Basalkonglomerat) übersteigt wohl nie den Betrag von 20m. Am häufigsten sind Werte zwischen 2 und 5m.

Mendeldolomit (Sarldolomit).

Die Verbreitung ist mit jener des Muschelkalkes eng verknüpft. Überall dort, wo dieser in der Peitlerkofelgruppe auftritt, folgt in seinem Hangenden der oberanische Dolomit. Die Ausstriche erscheinen im Kartenbilde stets breiter als jene des Unteren Muschelkalkes. Größere sichtbare Horizontalerstreckung hat der Mendeldolomit nur östlich vom Gipfel des Peitlerkofels, wo sich die Neigung des Hanges dem flachen Südeinfallen angepaßt hat.

Der Mendeldolomit unterscheidet sich von den übrigen Dolomitgesteinen des Gebietes am besten durch sein kristallinisches Aussehen und die schmutzigweiße bis graue Farbe. Er gleicht somit jenem östlich des Gaderbaches. Am Fraps ist der Mendeldolomit hochkristallin und bituminös. An der Nordseite dieses Berges führt er winzige Pyritkristalle. Auf Dos da Buthia folgt über dem Muschelkalk ein heller Dolomit mit Crinoideen, der in höheren Lagen schwach bituminös wird. Dieses auf Salzsäure nicht reagierende Gestein neigt zur Verkarstung.

Am schwierigsten war die Abgrenzung des Mendeldolomits im westlichen Gebietsteile, wo sowohl der Muschelkalk im Liegenden als auch der hangende Schlerndolomit — wie am Paratscha bei St. Vigil — in dolomitischer Fazies entwickelt sind. An der Nordseite der Roßzähne ist die Grenze zwischen Mendel- und Schlerndolomit an einer Gesteinsfuge zu erkennen.

Mächtigkeit: Durchschnittlich 50, selten 100m.

Buchensteiner Schichten.

Zwischen Mendel- und Schlerndolomit schaltet sich häufig dieses ungleich dicke, recht charakteristische Schichtpaket ein. Nur die westlichen Ausläufer der Peitlerkofelgruppe (Villtatscher Berg und Roßzähne) nehmen wiederum eine Sonderstellung ein, weil sich hier die Dolomitbildung in die ladinische Stufe fortsetzte.

Am Aufbau dieser Schichten sind hauptsächlich hornsteinreiche und kieselige Kalke, in geringerem Maße auch Dolomite und Tuffe beteiligt.

In den steilen Nordabbrüchen der Aferer Geiseln und des Peitlerkofels bilden sie eine ganz dünne Folge von roten und grünen Hornsteinkalken, Knollenkalken und grau-weiß gemusterten Breccien. Gegen Osten (z. B. unterhalb Punkt 2372) gesellen sich noch in dünne Tafeln spaltende Sedimentärtuffe und Schiefer dazu.

Am Fraps beginnen die Buchensteiner Schichten teils mit Hornsteinkalken, teils mit hornsteinführenden Dolomiten. Höher oben finden sich graue, schwarze und grünliche Tuffe mit Pflanzenresten in Wechselagerung mit harten, grauen Kieselkalken. Nördlich vom Sattel 2109 gibt es auch graue und grüne, grobkörnige Tuffe. Zu beiden Seiten des Laguschelbaches sind die Buchensteiner Bänder- und Knollenkalken gut erschlossen. Erstere bilden hier den höheren Horizont und enthalten nordöstlich von Punkt 1522 in den obersten, schieferigen Lagen Abdrücke von Daonellen. In dieser Fazies reichen die Buchensteiner Schichten bis zum Seresbach. An dessen südwestlichem Ufer werden sie teilweise durch einen blaßroten, fühlbar sandigen Dolomit vertreten (Fundstelle östlich von Punkt 1997). An der Nordseite des Bronsaratales sind die Buchensteiner Schichten zur Hauptsache als Knollen- und Bänderkalke entwickelt. Sie führen hier *Pietra verde*. Am Sobutsch bestehen sie aus Kieselkalken, Tuffen und denselben roten (seltener auch grünen) Dolomiten wie bei Punkt 1997.

Im Vergleiche mit der Ausbildung der Buchensteiner Schichten in den St. Vigiler Dolomiten, speziell westlich des Rauhtaales, ergibt sich zunächst ein großer Unterschied durch das Zurücktreten und völlige Schwinden der *Pietra verde*, die, wie bereits angedeutet, hier durch andere Sedimentärtuffe ersetzt wird.

An der Nordseite des Fraps sind den Buchensteiner Schichten dünne Lagen von barten, im frischen Bruche blaßrötlichen, in der Anwitterung dunkelgrünen Gesteinen konkordant eingeschaltet.

Mineralbestand:

Sehr viel „unfrischer“ Kalifeldspat ohne Eigenform, in Kristallbruchstücken. Stark demolierte Biotite, z. T. zwischen die Feldspäte eingepreßt.¹⁾

Etwas Quarz.

Etwas zersetzter Augit.

Keine Spur von Karbonat, kein Glas.

Die ebenfalls aus Feldspat-, Glimmer- und Quarzdetritus bestehende Grundmasse zeigt keine sicheren Spuren von Erstarrungsgefüge, dafür aber typische Aschenstruktur.

¹⁾ Die Einpressung muß nicht Folge eines tektonischen Vorganges sein. Das ursprünglich lockere Gefüge kann auch durch den Druck der darüber lastenden Schichten kompakter werden.

Die Frage, ob das vorliegende Gestein eine Lava oder ein Tuff ist, konnte durch Vergleich der Korngrenzen im letzteren Sinne entschieden werden, denn die zersprungenen Feldspatkörner zeigten niemals korrespondierende Trümmergrenzen. Außerdem ist das Gestein deutlich geschichtet. Die Schichtflächen tragen Biotitschüppchen. Durchgreifende Lagerung wurde nirgends gefunden.

Eine zweite Besonderheit besteht darin, daß die Buchensteiner Schichten in der Peitlerkofelgruppe teilweise oder ganz durch den gleich alten Schlerndolomit („Buchensteiner Dolomit“) vertreten werden.

Versteinerungen sind hier recht selten zu finden. Ich bestimmte:

<i>Encrinus illiiformis</i> Schloth	An der Westseite des Fraps in einem grauen Kalke.
<i>Daonella</i> sp. cf. <i>Pichleri</i> Gümbel	Am Ostgipfel des Fraps im mittleren Horizont.
„ <i>Taramelli</i> Mojs	Laguschelbach (nordöstlich vom Punkt 1522, oberste Lagen).

Die Mächtigkeit schwankt zwischen ein paar Metern und etwa 50 m. Je größer der dolomitische Anteil, desto geringer die Mächtigkeit der echten Buchensteiner Schichten.

Buchensteiner Agglomerate.

Dieses Schichtpaket ist nur im südöstlichen Teile des Gebietes entwickelt, sonst wird es überall durch Schlerndolomit ersetzt.

Bezüglich des Auftretens der Agglomerate wurden zwei räumlich getrennte Fälle festgestellt, die ungefähr gleich häufig vorkommen:

1. Zwischen dem Laguschelbach und dem Seresbach folgen sie vorwiegend unmittelbar über den Buchensteiner Schichten.

2. Westlich des Seresbaches (bis zum Zendler Kopf bei der Schlüterhütte), wo nur untere Partien als echte Buchensteiner Schichten ausgebildet sind, schaltet sich als oberer Horizont eine Schlerndolomitlage von wechselnder Dicke dazwischen, über der dann mit scharfer Grenze die Buchensteiner Agglomerate beginnen.

Diese bestehen hauptsächlich aus hellen Kalkstücken, die durch grauen bis grünlichen Tuff, seltener durch dunkelbraunes Lavematerial breccienartig verfestigt sind. Vielfach wurden auch Stücke von dunkelgrünem bis schwarzem Augitporphyrit bemerkt. Die Größe der Einschlüsse schwankt von winzigen Körnchen bis zu Schollen von vielen Metern Länge. Vgl. hiezu auch meine Angaben a. a. O. (20, Seite 193). Feinkörnige Lagen wechseln mit grobkörnigen, einschlußarme mit solchen voll Trümmergestein. Dünne Tuff- und Laveneinschaltungen gliedern die Riesebreccie in mächtige Bänke.

Auffallend ist, daß viele Einschlüsse in den Agglomeraten deutlich gerundet sind, was ich auch an Stellen beobachten konnte, die noch nicht der Verwitterung ausgesetzt waren. Ferner wurden sehr oft Pflanzenreste (vielfach Häcksel, östlich des Vigbaches aber auch ein verkohltes Stammstück) gefunden. Diese Tatsachen sprechen für eine Beteiligung des Wassers bei der Bildung der Agglomerate.

Das Buchensteiner Alter steht für den östlichen Bereich außer Zweifel. Westlich des Seresbaches folgen an einer Stelle im Liegenden

der Agglomerate den Wengener Schichten sehr ähnliche Gesteine. Solange aber für diese das Wengener Alter nicht erwiesen ist, rechne ich sie zwischen dem Seresbach und dem Zendleser Kopf zu den Buchensteiner Schichten.

Die Mächtigkeit der Buchensteiner Agglomerate beträgt höchstens 150 m.

Augitporphyrit.

Dieses Gestein kommt nur nördlich von Campill auf primärer Lagerstätte vor. Wegen des steilen Schichteneinfalls erscheint der Ausstrich in der Karte als schmaler Streifen.

Der Augitporphyrit tritt auch in diesem Gebiete keineswegs gangförmig auf, vielmehr handelt es sich um den nördlichsten Ausläufer (in den westlichen Dolomiten) jener Porphyritdecke, die sowohl südlich von Campill als auch im oberen Gadertal mehrmals zutage kommt.

Das Liegende bilden Buchensteiner Agglomerate, im Hangenden folgen die typischen Wengener Schichten. Das Lagerungsverhältnis ist beiderseits konkordant. Wahrscheinlich kündigt der Ausbruch des Porphyrits den Beginn der Wengener Periode an.

Auf den ersten Blick erscheint dieses Gestein als ein dunkler, basischer, sehr fester Porphyrit. Im einzelnen lassen sich, z. B. hinsichtlich der Farbe, verschiedene Typen unterscheiden, allen kommt aber das charakteristische Merkmal der porphyrischen Struktur zu: in einer feinkörnig-dichten, mit freiem Auge nur schwer entwirrbaren Grundmasse liegen hier größere, manchmal über 1 cm messende Einsprenglinge eines dunkelgrünen bis schwarzen Minerals. Der vorherrschende Typus ist jener, bei dem die Größe der Einsprenglinge nur selten über 5 mm hinausgeht und die Menge derselben jener der Grundmasse nur wenig nachsteht.

Genauer untersucht wurden Stücke vom Vigbach, westlich Vig:

Mit freiem Auge erkennt man an dem graugrünen, bräunlich anwitternden Gestein dunkelgrüne und schwarze, in einer helleren Grundmasse eingebettete Augite. An frischen Bruchstellen kann man auch Feldspäte wahrnehmen.

Unter dem Mikroskope erweisen sich im Dünnschliffe die größten Einsprenglinge als blaßgrüne, gemeine Augite mit ziemlich lebhaften Polarisationsfarben. Längs der Sprünge finden sich Anzeichen chloritischer Zersetzung. Manche Individuen umschließen vereinzelt Magnetitkörner. Die Augite bilden die erste Generation in der Ausscheidungsfolge.

In kleineren Durchschnitten erscheinen leistenförmige Feldspäte, und zwar durchwegs Plagioklase, z. T. mit deutlicher Zwillingsbildung (Gitterlamellierung). Sie sind stark getrübt durch gelbgrüne, chloritische Zersetzungsprodukte.

Die Grundmasse besteht aus kleinen Plagioklasesteilen, chloritischen Umwandlungsprodukten (büschelförmig angeordneten Kriställchen und Sonnen) und oft ganz winzigen, spärlich verteilten Titanseisennadeln. Außerdem fand sich viel Magnetit. Bemerkenswert sind ferner Pseudomorphosen mit Calcit, die im frischen Bruche als schmutziggelbe, rundliche Gebilde von 1 bis 2 mm Durchmesser hervortreten.

Die zugehörigen Tuffe sind hauptsächlich westlich des Vigbaches erschlossen, im allgemeinen als dunkle, oft ganz schwarz anwitternde Gesteine, deren Grenze gegen den Porphyrit verschwimmt.

Echter Plagioklasporphyrit ist in diesem Gebiete nicht entwickelt.

Die Mächtigkeit des Augitporphyrits beträgt 10 bis 15 m.

Das Verwitterungsprodukt ist ein fruchtbarer, rotbrauner Mulm, in dem noch massenhaft unzersetzte Augitkristalle zu finden sind. Besonders am Fahrwege nordöstlich von Punkt 1675 kann man die einzelnen Stadien der Verwitterung gut studieren.

Wengener Schichten.

Dieses Schichtglied ist in der Peitlerkofelgruppe nur spärlich entwickelt und auf den südlichen Teil beschränkt. In einem Großteil des Gebietes werden die Wengener Schichten durch den gleichaltrigen Schlerndolomit, teilweise auch durch den Schlernkalk ersetzt.

Nördlich Campill folgen über dem Augitporphyrit fossilführende Tuffe, Mergel und Schiefer in der bekannten Ausbildung. Ein geringmächtiger, in der Karte nicht eingetragener Daonellenhorizont bezeichnet nördlich Mischl die Grenze zwischen den Buchensteiner und Wengener Agglomeraten. Eine dünne Einschaltung fand sich noch östlich des Seresbaches zwischen Schlerndolomit (unten) und Wengener Agglomeraten (oben).

Die größte Mächtigkeit der Wengener Schichten ergibt sich aus der Profiltafel (Profil 14) mit ca. 150 m.

Fossilliste:

- Daonella Lommeli* Wissmann Lec. contrines. Nördlich Mischl. Serestal (linkes Ufer, auf 1860 m. H.). Am Wege zur Schlüterhütte bei Punkt 2212 und Punkt 2292. Nördlich und nordwestlich vom Kreuzkofeljoch.
- Protrachyceras* cfr. *Archelaus* Laube . . Lec. contrines.
- Monophyllites* cfr. *wengensis* Klipst . . Seresbach-Ostseite (im Liegenden der Wengener Agglomerate).

Wengener Agglomerate.

An einigen Stellen des Gebietes folgen über fossilführenden Wengener Schichten neuerdings Agglomerate, die man als Wengener Agglomerate bezeichnen kann. Nördlich Mischl werden sie durch ein dünnes Schieferpaket mit *Daonella Lommeli* Wissmann von den Buchensteiner Agglomeraten getrennt. Südlich von Calnior bildet teilweise eine Kalklage die Grenze. Am Munt de la Crusch, wo sie gegen S mit einem Steilabfall enden, liegen auch noch im Hangenden Wengener Schichten.

Diese Agglomerate unterscheiden sich von den Buchensteiner Agglomeraten nur durch die Lagerung. Die Zusammensetzung läßt keine wesentlichen Unterschiede erkennen. Anzuführen sind nur Einschlüsse von rotviolettem Augit-Plagioklas-Porphyr und Stücke von Mandelsteinslaven, die in den älteren Agglomeraten nicht gefunden wurden.

In den Agglomeraten an der Ostseite des Munt de la Crusch bezeugt ein Block dunkelgrauen Kalkes, voll von *Daonella Lommeli* Wissmann, daß sie jünger als die ältesten Wengener Schichten sind.

Hier erreichen diese Agglomerate ihre größte Mächtigkeit mit mindestens 100 m.

Schlernkalk.

Unter dieser keineswegs neuen, aber selten gebrauchten Bezeichnung ist in der Karte ein Gestein ausgeschieden, das die kalkige Entwicklung des Schlerndolomitsniveaus vorstellt. Es scheint mir besser, von Schlernkalk zu sprechen, als die in anderen Gebieten für ähnliche Gesteine übliche Bezeichnung „Cipitkalk“ und „Marmolatakalk“ anzuwenden.

Eine ganz dünne Kalkeinschaltung trennt Buchensteiner und Wengener Agglomerate südlich von Punkt 2163. Kalkig entwickelt ist ferner ein schmaler Streifen auf den Peitlerwiesen. Er geht gegen Norden allmählich in typischen Schlerndolomit über.

Der Schlernkalk ist ein gleichmäßig dichter, rein weißer bis gelblicher Kalk, der hinsichtlich seiner Ausbildung und pflanzlichen Besiedelung (mit *Hymenelia canziana* z. B.) sehr an den Liaskalk in den St. Vigiler Dolomiten erinnert. Fossilien konnte ich darin nicht finden. Auf Grund seiner stratigraphischen Stellung zwischen Buchensteiner Schichten, Agglomeraten und Cassianer Schichten kommt ihm hauptsächlich Wengener Alter zu.

Die größte Mächtigkeit dieser Kalkbildung wurde mit 40 m ermittelt.

Durch ihre Neigung zu stumpfen Formen und zu leichter Karrenbildung steht sie in auffallendem Gegensatz zum Schlerndolomit.

Cassianer Schichten.

Diese sind in der Peitlerkofelgruppe nur mit ihrem tiefsten Horizont vertreten.

Das Vorkommen am Zendleser Kopf liegt teils auf Wengener Schichten, teils auf Schlerndolomit. Die Cassianer Schichten bestehen hier hauptsächlich aus braun anwitternden, brecciösen Kalken und aus im frischen Bruch dunkelgrauen, in der Anwitterung grauen bis gelbbraunen Plattenkalken, deren Schichtflächen mit Crinoideen-Stielgliedern und Seeigelstacheln bedeckt sind. Ammonitenreste fand ich nördlich und nordöstlich vom Kreuzkofeljoche.

Cassianerartige Sandsteine, Mergel mit Erzkrusten und bunte Dolomite stehen östlich vom Gipfel des Peitlerkofels in 2400 m Meereshöhe an.

Die Mächtigkeit dürfte den Betrag von 50 m nicht übersteigen.

Schlerndolomit.

Der Schlerndolomit bildet als 8 km langer, zusammenhängender Felsenzug das Rückgrat der Gruppe. Im O erhebt sich der kühne Gipfelbau des Peitlerkofels auf 2874 m, westlich der Peitlerscharte schließen die vielzackigen Aferer Geiseln an.

Das Liegende des Schlerndolomits ist im westlichen Teil (Villtatscher Berg) der Mendeldolomit, aus dem er ohne scharfe lithologische Grenze hervorgeht. Eine im Niveau der Buchensteiner Schichten durchziehende Gesteinsfuge zeigt jedoch, besonders an den Roßzähnen, den Grenzverlauf an. Fast am ganzen Nordrande lagert der Schlerndolomit auf einem dünnen Paket von Buchensteiner Schichten. Am Südgehänge des Peitlerkofels keilt er in Buchensteiner Schichten, Agglomeraten, Wengener und Cassianer Schichten aus.

Vergleichende Übersicht der 7 Faziestypen in der ladinischen Stufe der Peitlerkofelgruppe unter Berücksichtigung der relativen Mächtigkeit. §

I	II	III	IV	V	VI	VII	
Villtatscher Berg, Kotelwiese, Roß- zähne	Nordseite der Aferer Geiseln und des Peitlerkofels	Fraps	Nördlich Campill	Oberer Seresbach (linkes Ufer)	Zwischen Lec contrines und Calmior	Zendleser Kopf	
Schlerndolomit	Schlerndolomit	Hangendes abgetragen		Schlerndolomit			
				Untere Cassianer Schichten			
		Wengener Schichten			Schlernkalk		Schlerndolomit
					Agglomerate der Buchensteiner und Wengener Schichten	Wengener Agglomerate	Wengener Schichten
		Buchensteiner Agglomerate			Schlernkalk		Schlerndolomit
					Schlerndolomit		Buchensteiner Agglomerate
		Schlerndolomit			/Schlerndolomit		Buchensteiner Agglomerate
		Buchensteiner Schichten					Schlerndolomit
		Buchensteiner Schichten			Buchensteiner Schichten		
		Mendeldolomit (Sarldolomit)					

Die ziemlich einheitliche Dolomitmasse ist in Bänke von vielen Metern Dicke gegliedert. Nur wo der Schlerndolomit die Buchensteiner Schichten vertritt, läßt sich bisweilen auch eine Dünnbankung erkennen. Annähernd senkrecht zur Bankungsfläche zieht ein Kluftsystem durch, das beispielsweise an der Nordostflanke des Peitlerkofels deutlich ausgeprägt ist.

Der Schlerndolomit ist ein heller, selten rein weißer Dolomit, der sich hauptsächlich durch seine poröse Beschaffenheit von dem gleichmäßig dichten Mendoldolomit unterscheidet. Durch Eisenverbindungen erscheint er gewöhnlich schwach gelblich bis rötlich gefärbt. Im Gegensatz zum Mendoldolomit ist er stets mehr oder weniger zerklüftet und zerhackt.

Die Fossilführung ist überaus spärlich. Ich sammelte:

Kalkalgen	Am Steige östlich der Peitlerscharte.
Crinoideen	
<i>Daonella</i> sp. cfr. <i>Pichleri</i> Gumbel	Gasserillbach, westlich von Punkt 1838.
<i>Arcestes</i> sp.	1838. Westlich von Punkt 2331 im Gebiete der Roßzähne. Am Gipfel des Peitlerkofels.

Die Mächtigkeit des Schlerndolomits erreicht ihren Maximalwert im Peitlerkofel mit 600 m und sinkt in westlichen Teile der Aferer Geiseln auf 350 m. Im Bereiche der Faziesverzahnung bildet er manchmal platten- und linsenförmige Einschaltungen von ein paar Metern Dicke.

Tektonischer Teil.

Die weit vorgeschobene, gegen N und W bis in das kristalline Fundament freigelegte Peitlerkofelgruppe gewährt tieferen Einblick in die Dolomittektonik als andere Gebiete. Besonders lehrreich ist die Kette der Aufschlüsse von Schichtwiederholungen mit zwischengelagerten Phyllitschuppen im Untermoj- und Aferer Tale, wie im Blaubach- und Villnösser Tale. Diese Aufschlüsse geben in ihrer Gesamtheit ein gut lesbares Bewegungsbild, sie lassen die Bahn der Transporte sowie die Eigenart jener Verschuppungen und Verschiebungen im Sockelbau deutlich erkennen, welche hier unmittelbar die Aufbiegung und relative Hebung der Dolomitstöcke bewirkten. Auch Neues über die „Villnösser Linie“ und manch andere tektonische Tatsache ist bemerkenswert.

Die Vertikalprofilserie (siehe Beilagen) zeigt zunächst folgende

1. Störungsflächen.

I: Nördlich vom Peitlerkofel wurde von Villnöß über das Halsjoch bis zum Gadertal eine von S gegen N aus der Tiefe heraufbiegende — in den Querprofilen meist durch schlittkufenartig gekrümmte Linien gekennzeichnete — Schubfläche festgestellt. Sie entsteigt dem metamorphen Grundgebirge, durchschneidet flach das vorpermische Relief, Basalbildungen und den Grödner Sandstein und hält sich vorwiegend

an der Obergrenze des letzteren. Erst im Osten quert sie auch die Bellerophon-Schichten. Am Russis- und Rodelbache kommen Aufspaltungen vor¹⁾ (Profil 8).

Ia: Gleicher Art ist die kurze, südlich von Untermoj durchziehende Störung. Quarzphyllit ist hier in noch größerer Mächtigkeit auf Grödner Sandstein überschoben.

II: Im Villnösser Tale streicht von St. Peter einwärts eine ebenfalls von S gegen N aus dem Kristallin emporsteigende Schubfläche aus, deren Existenz bisher nur bei Spieß (Profil 4a) von Cornelius-Furlani (7, S. 127) erwähnt wurde. Sie ist ein Teil jener altbekannten, aber in ihrem Wesen lange verkannten „Villnösser Linie“. Nicht ein Bruch oder eine Verwerfungsspalte mit Sprunghöhen bis zu 1000 m, wie Mojsisovics und viele Autoren nach ihm annahmen, sondern eine Überschiebung hat das Auftauchen älterer zwischen jüngeren Schichten verursacht. Diese Auflagerung von Quarzphyllit auf jüngerem Gestein wird innerhalb des Bürstling, von Punkt 1838 an, durch ein anderes, am besten mit einem verzweigten Aste vergleichbares System von Störungen abgelöst, dessen südlichster Zweig (*IIc*) in das Bronsaratal hinüberzeigt, die Wasserscheide zwischen Villnöß und Campill tektonisch und morphologisch gliedernd.

Der nördlichste Zweig (*IIa*) setzt sich in das Wörndleloch fort. *IIb* bezeichnet den Ausstrich einer saiger stehenden Bruchfläche, an welcher der östliche Teil (Schlüterhütte) relativ gehoben ist.

Ein sichtbarer Zusammenhang dieser Überschiebung mit der gleich gerichteten im Wengener Tale (20, S. 237) besteht nicht.

III: Der Schartlbruch. Dieser NW—SO verlaufende, bis in die Bellerophon-Schichten hinabreichende Steilbruch trennt den Peitlerkofel von den Aferer Geiseln. Er ist durch den Lauf des Schartenbaches, den tiefen Einschnitt der Peitlerscharte (2358 m) und jenseits durch den Seresbach morphologisch ausgeprägt. Dem Bruch entlang steht Gleiches nicht mehr Gleichem gegenüber, die Vertikalbewegungen waren geringer als die Horizontalverschiebung.

IV: Unter dem Peitlerkofel streicht aus dem Horizont der Bellerophon-Schichten eine gegen SO aufgebojene Störungsfläche durch. Sie ist teils durch Verdickung dieser Schichten, teils durch Überschiebung älterer Gesteine auf jüngere gekennzeichnet. Ihr Verlauf ist: Schartenbach—Südrand der Kompatschwiesen—Göma (Punkt 2109 am Übergange von Untermoj nach Campill)—Punkt 1787 bei Lec contrines—Seresebach. Im W schneidet sie der Schartlbruch (*III*) ab.

V: Die Col-Verein-Störung liegt ebenfalls im Gleithorizont der Bellerophon-Schichten, steigt unter der Schubfläche *IV* gegen O heraus und erstreckt sich vom Fuße des Dos da Buthia durch die dicht bewaldeten Abhänge des Fraps und Col Verein, Crap de Blanc und Blang de Crosta, weiter durch den Keßlergraben in das äußere Campill.

VI: Eine kleine Überschiebungsfläche, deren Saum als geschlossene Kurve bei Pitschodel zu sehen ist (Profil 21).

¹⁾ Der knappe, für die Drucklegung dieser Arbeit bewilligte Rahmen gestattet leider keine ausführlichere textliche Wiedergabe der festgestellten, bisher vielfach unbeachtet gebliebenen Tatsachen.

2. Tektonische Einheiten.

(Vgl. tektonische Übersichtskarte.)

A. Das basale, unter den Schubflächen *I* und *Ia* herauftauchende Vorland umfaßt den Villnösser Mittelberg, den Tschiniför, das obere Aferer Tal, die Abhänge der Plosegruppe, das oberste Lüssen- oder Lasankental, das Curtazes-Gebiet und die Gegend von Untermoj bis zum Gadertale. Es bildet hier den Nordwestrand der hekannten „Dolomitschüssel“. Längs der Störung *I* und *Ia* treten unter der Schuppe *B* auch aufgelagerte Basalbildungen, Porphyrit, Grödner Sandstein, im O auch Belleroppon-Schichten heraus.

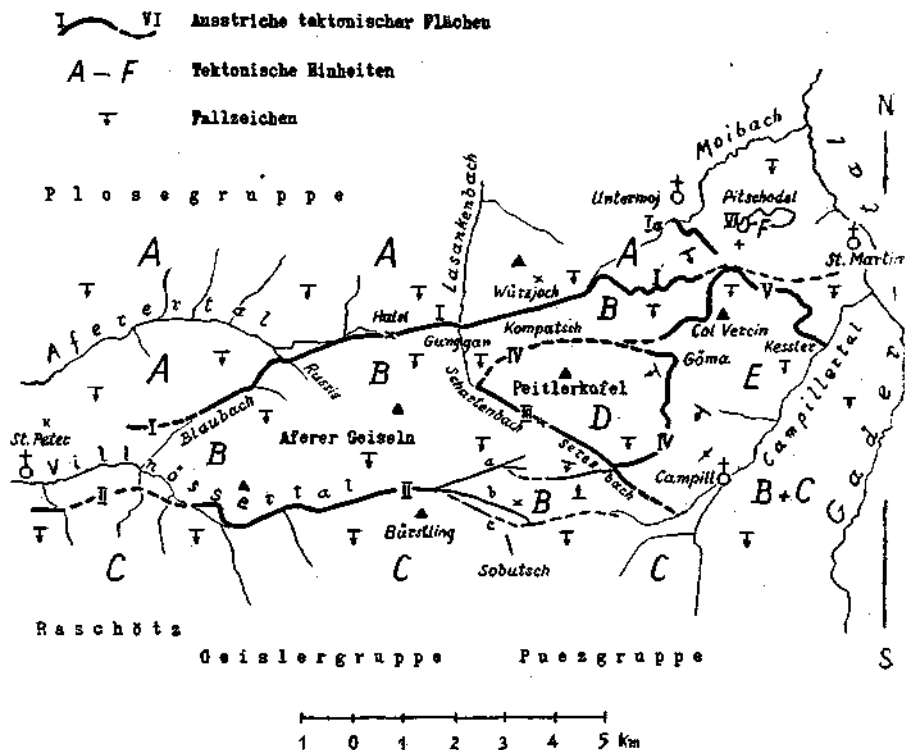


Fig. 2. Tektonische Übersichtskarte.

B. Diese Scholle liegt im W zwischen den Störungsflächen *I* und *II*. Sie trägt auf einer Phyllitplatte die ganze hier vertretene permisch-triadische Schichtenfolge, namentlich das 7 km lange, nordseits steil abgewitterte Schlerndolomitgebirge der Aferer Geiseln mit dem Villtatscher Berg, Rufenberg, Tullen, Wälschen Ring und der Kofelalpe. Im O bildet sie die aus permischen Gesteinen bestehende Unterlage des Peitlerkofels (Kompatschwießen), des Fraps und Col Vercin, weiterhin reicht sie, unter der Störung *V* heraustretend, bis zur Gader. Dabei verschmilzt sie im äußeren Campillo mit der Einheit *C*. Bei vorwiegend ostwestlichem Streichen fallen ihre Bänke nach S.

C. Die am Südrande des Gebietes beginnende Einheit *C* setzt sich zusammen aus dem porphyrbedeckten Phyllitgebirge von Raschötz, der Geislergruppe mit dem Sobutsch und aus Vorbergen der Puezgruppe. Im W durch die Störung *II* von der Einheit *B* getrennt, verbindet sie sich in Campill wieder mit dieser. Auch *C* fällt, wenigstens am Nordrande, allgemein gegen S.

D. Die Peitlerkofelscholle, bestehend aus einem Sockel von Bellerophon-Schichten und unterer Trias mit aufgelagertem Schlerndolomit, ruht auf der Schubfläche *IV* und grenzt im SW an den Scharlbruch (*III*). Sie ist im N und W steil rückgewittert, gegen O und S fällt sie stufig ab.

E. Die Scholle *E*, im W eine Mulde aus Sedimenten des Perm, der unteren und mittleren Trias, läuft im O wellenförmig aus. Die Umgrenzung ist gegeben durch die Störungsflächen *IV* und *V* und durch das Campiller Tal. Sie bildet das sonnseitige Gehänge des letzteren zwischen dem Seresbache und dem Keßlergraben. Im N erscheint sie als Oberbau des Fraps, Col Vercin und Blang de Crosta.

F. Eine allseitig isolierte tektonische Scholle unbekannter Herkunft lagert diskordant auf dem Grödner Sandstein von Pitschodel. Klein, aber interessant, weil es sich um eine wurzellose Schubmasse mit inverser Schichtenfolge als Rest einer überstürzten Falte handelt. Hier liegen auf Grödner Sandstein und Quarzphyllit von unten nach oben: Mendeldolomit, Campiller, Seiser Schichten und die Kalke der oberen Bellerophon-Schichten.

3. Das Verhältnis der tektonischen Einheiten zueinander und Transportrichtung.

Von S wirkender Druck hatte die Einheit *O* von ihrem kristallinen Fundamente durch Abquetschung der Raschötzer Quarzphyllitschuppe losgerissen. Diese Schuppe bildete gleichsam einen Schlitten, mit dem die Einheit *C* nordwärts angeschoben wurde. Durch Scherbewegung war die Phyllitschuppe über den Grödner Sandstein gelangt, als sie jene Grenze erreichte, welche der heutigen Tiefenlinie des Villnösser Tales entspricht (Profil 1).

Im W fällt der Kontakt von *B* und *C* mit der „Villnösser Linie“ zusammen, von der bereits gesagt wurde, daß sie keine Bruchspalte ist (vgl. S. 94). Aber auch die Vorstellung, daß die Einheit *C* mit ihrer aufgebogenen, porphyrbedeckten Phyllitstürne die dolomitische Schichtenfolge der vorgelagerten Scholle *B* schiefwinklig durchbrochen hätte, wäre irrig. Die Überschiebung muß vielmehr längs einer ungefähr dem sonnseitigen Relief der Aferer Geiseln entsprechenden Fläche viel geringeren Widerstandes vor sich gegangen sein, in einer Faziesgrenze oder an einer morphologischen Grenzfläche, etwa an einer Talflanke. Das ist sehr wahrscheinlich, denn im Villnösser Tale hatte sich ja der Wechsel der mittleren Trias vollzogen (Dolomit im N, vulkanisch beeinflusste Fazies im S). Da konnte schon sehr früh ein Tal entstanden sein, das die Aufbiegung und Annäherung von *C* an *B* begünstigt hatte (vgl. Profil 4—11).

Östlich vom Bürstling (Profil 10, 11), wo die Phyllitschuppe aus 1800 *m* steil gegen O untertaucht, nähern sich wieder die Schichten gleichen Alters beider Talseiten. Es verbindet sich nach Überwindung mehrerer Störungen auf der Wasserscheide allmählich wieder das Zusammengehörige, so daß die Grenze der beiden Einheiten *B* und *C* gegen O schon am Seresbache verschwindet.

Wie das Bewegungsbild (Profil 12—15) auf eine viel kürzere Schubstrecke schließen läßt, als man nach der außergewöhnlichen Schichtenverlegung in Villnöß vermuten könnte, so ist auch die Reichweite der „Villnößer Linie“ gegen O, und ihre Bedeutung als tektonische Leitlinie überhaupt, überschätzt worden.

Infolge des Anschubes von *C* hatte sich auch die Scholle *B* vom metamorphen Grundgebirge durch Abschuppung des Quarzphyllits losgelöst. Scherend hatte sie die Basalbildungen und den Grödner Sandstein überfahren, um auf kürzestem Wege den Horizont der geringsten Schubfestigkeit, die Gleitbahn der unteren Bellerophon-Schichten zu erreichen. Auf dieser bevorzugten Fläche schob sie sich, das Sandsteinrelief abhobelnd, in mehr als 15 *km* breiter Front über das nordwärts aufsteigende Vorland *A*, bis wieder Ruhe eintrat.

Ich vermeide absichtlich die Bezeichnung „Decke“ bei diesen Verschuppungen, denn die aufgeschobenen Schollen sind von verhältnismäßig geringer Flächenausdehnung, die Schubstrecken und Verkürzungen klein.

Auf dem östlichen Teile dieser Mutterscholle *B* gab es beträchtliche Sekundärbewegungen. Der Scharlbruch (*III*) hatte die langgestreckte, auf Biegung überbeanspruchte, starre Dolomitaufgabe gespalten, den Peitlerkofel von den Aferer Geiseln getrennt und wahrscheinlich auch seine Verbindung mit der beweglicheren Unterlage gelockert und gelöst. Tektonisch völlig isoliert, unterlag er dann mehr dem Gesetze der Trägheit (namentlich bei ruckweiser Bewegung) und Einflüssen seiner nächsten Umgebung. Das Fehlen starrer Schubmassen im SO begünstigte den Rückstau. Dieser oder ein Widerstand unbekannter Art (Neigungswinkel, vorgelegte Riffbrücke) im Norden, der die Tochterscholle *D* stärker traf als die Mutterscholle *B*, konnte zur Auslösung der Sonderbewegung führen. Tatsache bleibt, daß der Peitlerkofel längs der Spalte *III* auf Schubfläche *IV* gegen Osten gedrückt wurde und bei Göma auf die Einheit *E* geriet.

Weil dieser W—O-Druck vom Peitlerkofel sich auf die Einheit *E* übertrug, löste auch diese sich von ihrer Mutterscholle *B* ab und glitt auf Schubfläche *V* gegen Osten. Hier kreuzten sich in verschiedenen Niveaus zwei Schübe, die Schubmasse *B* in der Hauptrichtung S—N, die Schollen *D* und *E* von Westen gegen Osten. Das Zusammenspiel dieser Schubkräfte äußert sich natürlich weniger in der schweren Riffscholle *D*, als in der minder belasteten, schmiegsameren Einheit *E*, wo es zu eigenartigen, ohne Kenntnis dieser Bewegungsvorgänge ganz rätselhaften Faltungen am Fraps und Col Vercin, zu Steilstellungen in Lec contrines und zur Diagonalsattelbildung im Campiller Tale führte.

Die Herkunft der wurzellosen Einheit *F* bei Pitschodel ist nicht mehr feststellbar. Aus dem Lagerungsverhältnis darf man schließen, daß zur Zeit der Faltung das Relief des Grödner Sandsteins hier bloßlag und daß sich eine Falte vom Col Vercin darüber legte.

Wie in den St. Vigiler Dolomiten, so fehlen auch hier Beweise orogener Bewegungen des Sedimentmantels für die Epoche bis zum Beginne der alpinen Faltung. So deutlich die Spuren der dann folgenden tektonischen Veränderungen in räumlicher Hinsicht hervortreten, so verschwommen sind die Anhaltspunkte für die Beurteilung ihrer zeitlichen Aufeinanderfolge. Jedenfalls ist der Steilbruch *III* relativ sehr früh entstanden, denn er war die Vorbedingung für die Sonderbewegung von *D* und *E*, welche sich schon zu jener Zeit ereignet haben muß, als die Bewegung von *B* noch im Gange war.

Jüngere tektonische Veränderungen sind in diesem mit dem Schlern-dolomit abschließenden Gebirge nicht nachweisbar.

4. Selektive Tektonik.

Es erübrigt noch, aus diesen beobachteten Tatsachen herauszulesen, wie die verschiedenen Gesteinsarten im einzelnen auf den Druck reagierten und wie durch ihre Eigenheiten die Tektonik beeinflußt wurde.

Die Neigung des Brixner Quarzphyllits zur Schuppenbildung¹⁾ spielte bei der Aufrichtung der Peitlerkofelgruppe eine große Rolle. Innerhalb der Phyllitmasse bildete sich, besonders in den quarzarmen, in Glimmerschiefer übergehenden Einschaltungen ein gleitfähiges Gestein, das die Abquetschung ansehnlicher Schuppen ermöglicht und gefördert hat. Diese Schuppung erreicht ihr Maximum an Mächtigkeit in der Raschötzer Scholle.

Auch in den buntgemischten Basalbildungen kam es — vermutlich an alten Schichtfugen — zur Ausbildung von Schuppungsflächen, wie dies beispielsweise am Russisbache zu beobachten ist.

Passiv verhielt sich der Grödner Sandstein insofern, als er mit dem bodenständigen Phyllit und dessen Schuppen innig verbunden blieb und in sich keine Eigenbewegungen ausführte. Seine geringe Schubfestigkeit begünstigte das Abhobeln, Abschürfen und Überfahren durch anderes Gestein. Hierbei entstanden Keilformen, welche zur Hebung wesentlich beitrugen. Brüche und Faltungen kommen nicht vor. Eine nennenswerte Strukturveränderung wurde nur am Tru de Florian festgestellt, wo die oberste Lage unter der Schubfläche verschiebert ist.

Wie kaum in einem anderen Gebiete wird hier die Funktion der Bellerophon-Schichten als wichtigster Bewegungshorizont²⁾ offenbar. Alle Schübe sind wenigstens streckenweise in ihnen erfolgt. Deshalb darf man wohl für die in den unteren Lagen vorkommenden Rauh-wacken tektonische Entstehung annehmen. Die seither vielfach ausgelaugten Gipse müssen einen vorzüglichen Gleithorizont geschaffen haben. Als sehr deformierbar erwiesen sich bei den gebirgbildenden Bewegungen die dünnebankten Kalke. Durch Kalkspatfüllung verheilte Risse bezeugen zwar eine gewisse Sprödigkeit, im großen kann man aber Verbiegungen und Faltungen mit prächtig geformten Sattelkernen sehen, bei denen die Schenkel bzw. Flügel trotz stärkerer Beanspruchung nicht gerissen sind.

¹⁾ Meines Wissens wurde diese Eigenschaft in der Dolomitenliteratur nur von Frau M. Cornelius-Furlani (9) einmal angedeutet.

²⁾ Erklärung durch Wassereintritt und Quellung.

Die weicheren Werfner Schichten wurden bei den Bewegungen mannigfach gebogen, gefaltet und gestaucht, am Tru de Florian in rotierende Falten gelegt. Längs der Grenze gegen die Bellerophon-Schichten der Sattelkerne kam es zu Verschiebungen und Schleppungen.

Die verhältnismäßig dünnen, halbstarren Pakete des Unteren Muschelkalks und des Mendeldolomits paßten sich ihrem Liegenden und Hangenden an.

Als plastisch im geologischen Sinne erwiesen sich die Buchensteiner Schichten. Wo sie zwischen starren Dolomitmassen, wie an der Nordseite des Peitlerkofels und der Aferer Geiseln liegen, wirkten sie ausgleichend und milderteu die Spannungen.

In den Agglomeraten der Buchensteiner und Wengener Schichten scheinen wieder Schuppungsflächen vorzukommen, was mit den Beobachtungen von Cornelius und Cornelius-Furlani in der Marmolatagruppe übereinstimmen würde.

Der Schlerndolomit als Hauptfelsbildner des Gebietes ließ sich nur dort einigermaßen deformieren, wo er als dünnes Paket zwischen nachgiebigen Schichten eingebettet liegt. Wo er aber auf Hunderte von Metern anwächst, bildet er ein starres Rückgrat, das auf zu hohen, ungleichen Druck durch Brüche reagieren mußte (Schartlbruch).

Neben der verschiedenen Konsistenz der übereinander gelagerten Schichten hat auch der Fazieswechsel in der mittleren Trias die Tektonik der Peitlerkofelgruppe mitbestimmt. Grenzen doch in engem Raume die mannigfachsten Gesteine bald mit stumpfer Anlagefläche an-, bald zungenförmig ineinander. Daß diese Stufungen und Verzahnungen Schwächestellen, somit von jeher die geeignetsten Angriffspunkte für Störungen wie für Erosion waren, ist begreiflich und dadurch erwiesen, daß vorwiegend an ihnen Brüche, Abscherungen und Schollenverschiebungen stattfanden. Die Störung im Seresbache, am Kreuzkofeljoche und andere gehen auf solche selektiv angelegte Kerben zurück.

5. Zusammenfassung.

Infolge des gebirgbildenden S—N-Druckes lösten sich vom kristallinen Fundamente Schuppen ab, die vom Hangenden mitgeschleppt wurden. Durch Abschürfen und Überfahren des permischen Hügelreliefs gelangte die in große Schollen zerfallene nichtmetamorphe Sedimentdecke samt diesen Quarzphyllischuppen über den Grödner Sandstein und erreichte dadurch jene bevorzugte, heute durch Gipse, Tone und Rauhbacken gekennzeichnete Gleitfläche der unteren Bellerophon-Schichten, auf welcher sich die Schübe in den nordwestlichen Dolomiten hauptsächlich vollzogen haben. (Beispiele auch am Jöchl und Plaberg bei St. Vigil.)

Nur an besonderen, durch Fazieswechsel entstandenen Schwächestellen konnten sich Schübe durch triadische Schichten fortsetzen.

Verschiedenheit der Konsistenz, das Starre im Hangenden auf Beweglicherem im Liegenden der riffsragenden Schollen, erzeugte bei der seitlichen Kompression die rinnen- und schalenförmige, in den Querprofilen schlittkufenartige Biegung der Gesteinslagen und erhöhte die Gleitfähigkeit.

Nur wo große Riffplatten sich der Biegung widersetzen, zeigt sich Bruchtektonik mit Auslösung sekundärer, von der S—N-Richtung abweichender, nicht in den Grödner Sandstein hinabreichender Flachüberschiebungen.

Zwischen den riffragenden Schollen mit ihren aufgebogenen Rändern schoppten und stauten sich die nachgiebigeren Gesteinsmassen und bildeten jene charakteristischen, durch die nachfolgende Erosion in Pässe und Täler verwandelten Antiklinalen, welche heute die Dolomitenstöcke hier wie anderwärts geographisch voneinander trennen.

Die naheliegende Frage, ob und wie weit das im Peitlerkofelgebiete aufgedeckte tektonische Bewegungsbild für den Dolomitenmordrand als Ausnahme oder als Regel zu werten ist, wird erst durch Fortsetzung der Detailaufnahmen ihre Klärung finden.

Die Tektonik der östlich angrenzenden St. Vigiler Dolomiten (vgl. 20, Seite 253) fügt sich in bezug auf Hauptschubrichtung (S—N), Gleithorizont (Bellerophon-Schichten), Schalenform (Riedjoch, Grünwaldtal), Bruchtektonik (Rauhtalzone), Sekundärverschiebungen (Plaberg, Paresberg) noch vollkommen in dieses Bild.

Morphologie.

A. Selektive Formgebung und Bodenbildung.

Auch die Peitlerkofelgruppe zeigt das für die Gesamtheit der Südtiroler Dolomiten so bezeichnende Bild: aus einem flachen, sanft geformten Wald- und Bergwiesenkranze wächst, meist ganz unvermittelt, das schroffe, kahle Hochgebirge empor. Dieser eindrucksvolle Kontrast ist geologisch begründet. Überdies zählt die Gruppe zu jenen Gebieten, die einen intensiven Fazieswechsel in der Gesteinsbildung aufweisen. Durch das gegenseitige Ablösen und Vertreten grundverschiedener Gesteine sowohl in der Horizontalerstreckung als auch in der Vertikalen wird das Landschaftsbild noch mehr belebt. Fast jede der hier entwickelten Gesteinsarten hat ihre morphologischen Eigenheiten und manche kann daran oft schon aus großer Entfernung erkannt werden.

In der Quarzphyllitzone sind die Bachläufe meist in enge Schluchten versenkt, aus denen steile Hänge auf die flacheren Höhen führen. Aufgeschobene Phyllitschuppen heben sich mitunter als kleine Geländestufen ab und sind, wie das kristalline Schiefergebirge in dieser Höhenlage allgemein, eine gute Unterlage für Fichtenwald.

Auch die leicht verwitternden Basalbildungen sind häufig unter dichten Waldbeständen verborgen. Sie liefern fruchtbaren, manchmal auch sumpfigen Boden (Muntwiesen, oberhalb Gsai usw.) und neigen zu Rutschungen.

Die feldspatreichen Porphyrite von Villnöss treten morphologisch wenig hervor. Gewöhnlich sind sie nur von einer dünnen Humusschicht bedeckt, welche das unterlagernde Gestein häufig durchblicken läßt. Gleiches gilt auch vom Quarzporphyr im Gasserilltal.

Der Grödner Sandsteinbereich, von schuttarmen Gräben und Schluchten durchfurcht, läßt auf seinen mageren Böden meist nur schütterere Föhren- und Fichtenwälder mit spärlichem Unterwuchs gedeihen. Fruchtbar ist sein höchster Horizont. Die feinkörnigen Zerfallsprodukte begünstigen Wasseraustritte und Sumpfbildungen.

Die Dolomite und Gipse der unteren Bellerophon-Schichten bilden in der Regel steile, schuttüberstreute, mit Föhren bestandene Hänge, aus denen sich Felsbänder von dunklen Kalken der oberen Abteilung erheben.

Darüber folgen die wasserspeichernden Werfner Mergel und Schiefer, besonders in Campill, mit sehr fruchtbaren Kulturböden. Sie schaffen im allgemeinen weiche Geländeformen, bei söhlicher Schichtlage auch Steilstufen.

Markant ist die vorspringende Wandstufe des Mendeldolomits, selbst dort, wo eine Fuge die Buchensteiner Schichten vertritt. Letztere hemmen an der Nordseite des Peitlerkofels und in der Bronsaraschlucht wie ein Schutzdach seine Verwitterung.

Hauptfelsbildner ist der wenig durch Schichtfugen gegliederte Schlierndolomit. Weil er durch Raibler Schichten nicht bedeckt wird, löst er sich vielfach in Zacken und Türmchen auf. Wo er als Einschaltung zwischen den Tuffen auftritt, bildet er kleine, kahle Felsstufen. Sein brüchiges Gestein bestreut die weit hinaufreichenden Schutthalde an Fuße der Wände.

Im Gegensatz zu den schroffen Formen des Schlierndolomits schaffen die ladinischen Tuffe ein sanfteres, nur selten von Steilhängen unterbrochenes Gelände. Ihre chemische Zusammensetzung und die Fähigkeit, Niederschläge zu speichern, um sie aus vielen Quellen allmählich wieder abzugeben, macht sie zum wertvollsten Vegetationshorizont des Gebietes (Peitlerwiesen).

Von den quartären Gebilden wäre außer den Moränenkränzen die interglaziale Gehängebreccie zu erwähnen, die einst große Teile des Nord- und Westrandes umhüllte, jetzt aber nur mehr in isolierten Resten erhalten ist und dem Kundigen meist als kleines Felsband auffällt. Die Schotterterrassen von St. Martin und Villnöß lockten schon früh zur Urbarmachung und ließen uralte Siedlungen entstehen.

B. Paläomorphologische Bemerkungen.

Hier mögen einige Beobachtungen zusammengefaßt werden, die zu Schlüssen auf die frühere Bodengestaltung berechtigen.

Der Quarzphyllit scheint bereits spätestens zur Permzeit ein nicht unbedeutendes Relief aufgewiesen zu haben, denn einerseits sind die Basalbildungen nur westlich vom Hals entwickelt, andererseits muß wohl das Quarzphyllit- und Porphyrmaterial zu diesen klastischen Gesteinen höher aufragenden Bereichen entnommen sein. Weiters konnte festgestellt werden, daß die Basalbildungen am Mittelberg ein von Mulden durchzogenes Gelände ausfüllen.

Ähnliches ergibt sich für den untersten Grödner Sandstein, der gleichfalls auf einem teilweise noch sehr gut erhaltenen Kleinrelief abgesetzt wurde. Von einer Hohlform permischen Alters an der Obergrenze des Quarzphyllits war schon auf Seite 82 die Rede.

Aus den Mächtigkeitsschwankungen der Bellerophon- und Werfner Schichten kann man auf Unebenheiten am Meeresgrunde schließen, denn die Annahme orogener Bewegungen (Hebungsauffaltungen während des Sedimentationsprozesses oder alpine Faltung mit Auspressung) allein, reicht zur Begründung solcher Mächtigkeitsdifferenzen, die bei den Werfner Schichten in Campill rund 300 m betragen, kaum aus. Wahrscheinlich hat ungenügende Materialzufuhr, Verhinderung des Absatzes durch Strömung oder nachträgliche Austiefung (Abscheuerung) durch die Strömung eine Rolle gespielt. Demnach hätte der Boden auch im obersten Perm und in der untersten Trias ein erhabenes Bild gezeigt.

Das nur im mittleren Teile der Peitlerkofelgruppe entwickelte Muschelkalkkonglomerat scheint in einer flachen Einmuldung zu liegen.

Viel größere Reliefunterschiede müssen in der mittleren Trias entstanden sein, verursacht durch die räumlich und zeitlich getrennte Ablagerung von Riffgestein und Tuffmassen. Man darf, wie Hummel (14) sehr treffend dargelegt hat, annehmen, daß in der ladinischen Stufe „Schwellen“ und „Becken“ vorhanden waren. Der Schlerndolomit der Peitlerkofelgruppe wird mit jenem östlich vom Gadertale niemals in Verbindung gewesen sein, hingegen besteht noch heute eine Riffbrücke über das Kreuzkofeljoch zu den Geislerspitzen.

Da die Schichtenfolge unserer Gruppe nach oben mit dem Schlerndolomit endet und weil sich keine Spuren einer Bedeckung mit jüngeren Gesteinen, wie sie in der benachbarten Puezgruppe auftreten, zeigen, scheint jede Grundlage für Schlüsse auf die Bodengestaltung bis zur alpinen Faltung zu fehlen. Das Studium der Tektonik lehrt uns aber indirekt, daß zu jener Zeit ein gut ausgeprägtes Relief vorhanden gewesen sein muß. Wie sollte man sonst die Überschiebung in Villnöß erklären? Die gebogene Kontaktfläche (Profile 4—11) weist auf eine alte Hohlform, etwa ein an der Faziesgrenze entstandenes Erosionstal zwischen Geislerspitzen und Aferer Geiseln, dessen südliche Flanke sich der nördlichen beim Anschube genähert hat, wobei der Phyllit an der Hohlwand aufstieg.

Die Überschiebung von Pitschodel beweist, daß dort ein Grödner Sandsteinrelief frei lag, als sich die Scholle *F* darüberlegte. Das deutet auf vortertiäre Austiefung in der Gegend des heutigen Gadertales.

C. Hebungweise Formentwicklung im Tertiär.

Zwischen der mittleren Kreidezeit und dem Alttertiär dürften sich (20, S. 251) jene Vorgänge abgespielt haben, die im tektonischen Teile erläutert wurden. Nach der Aufrichtung und Trockenlegung der Peitlerkofelgruppe setzte bereits die tertiäre Formgebung ein.

Eine morphologische Analyse dieses verhältnismäßig kleinen Gebietes ist nur durch Vergleich mit seiner Umgebung möglich, zumal hier die verschiedensten Gesteinsarten vorkommen, deshalb manche Formen selektiv erklärt werden müssen. Nicht zuletzt wurde durch den herrschenden Schuppenbau mit generellem Südfallen die Formentwicklung beeinflußt. Man muß also von der Fülle selektiver Erscheinungen jene Formen zu unterscheiden trachten, die sich unabhängig vom Gesteinscharakter und von der tektonischen Verstellung entwickelt haben.

Die höchste hier nachweisbare Verflachung liegt auf 2400 bis 2500 *m* Meereshöhe. Ihr entspricht das Gelände der Kofelalpe. In gleicher Höhe kehrt sie auf der Wasserscheide zwischen Villnöß und Campill und besonders außerhalb des Gebietes, in der Puezgruppe, wieder.

Dann läßt sich jene weitläufige, in den Dolomiten sehr verbreitete Verflachungszone in annähernd 2000 *m* Höhe feststellen. In diesem Niveau liegt das nördliche Vorland der Geislerspitzen und ein Teil der Raschötzer Alpe (Quarzporphyroberfläche). Der westliche Ausläufer der Aferer Geiseln mit dem Villtatscher Berg (Schlerndolomit) zeigt zwischen 1900 und 2100 *m* Ansätze dieses alten Oberflächensystems, das hier wegen der steilen Schichtstellung weniger gut entwickelt ist. Hierher zählt auch das seither auf 1835 *m* erniedrigte Gebiet des Mittelberges (Basalbildungen). Weit besser ist diese etwa mitteltertiäre Landoberfläche am Nordrande erhalten, wo sich die Verflachungen in den Bellerophon-Schichten am Fuße der Aferer Geiseln mit jenen bei der Hofer Gampen (Quarzphyllit) verbinden lassen. In ähnlicher Höhe ziehen Felsgesimse hoch oben zu beiden Seiten des Lasankenbaches gegen Lusen. Sie vermitteln zu den weiten, flachen Bergwiesen und Almböden auf Phyllit und auf Schichten des oberen Perm zwischen dem Kurtatschgipfel (2117 *m*) und den Halden unter dem Peitlerkofel. Ein Gegenstück bilden einerseits die Verebnungen der Untermojer Alpe, im Osten dagegen der aus Perm und Trias aufgebaute Rücken zwischen Col Vercin und Dos da Buthia. Weiter wird diese Verflachung durch das Gelände der Peitlerwiesen und durch die sanft geneigten Böden von Calnior angedeutet. Die alte Landoberfläche liegt hier auf Schlerndolomit, Schlernkalk und Tuffen. Im Südosten entspricht ihr der Nordrand der Puezgruppe (Spizang, Tschengles usw.), der zu den Hochflächen beiderseits des Wengentaales überleitet. Zusammenfassend kann gesagt werden, daß dieses Verflachungssystem tatsächlich völlig unabhängig von der Gesteinswelt und ihrer Tektonik ausgebildet ist.

Ein tieferes, aus zahlreichen Resten rekonstruierbares Oberflächensystem ist allenthalben zwischen 1500 und 1600 *m* heutiger Meereshöhe erhalten geblieben. Nördlich vom Villnösser Bache liegen in diesem Niveau die Gegend östlich von Spieß, die Höfe von Laseider, Munt und Coll. Im oberen Aferer Tal stehen mehrere Bauernhäuser auf einer spättertiären, felsigen Talsohle. Diese setzt sich auch im Gebiete von Untermoj fort. Ihre Verlängerung weist auf den Rücken des Plaisberges östlich der Gader hinüber. In gleicher Höhe verläuft diese Zone im nordöstlichen Teile des Höhenzuges zwischen dem Gadertal und Campill. Hier fanden sich Spuren bei Laguschel, Vig und anderwärts.

Außer diesen Hauptoberflächensystemen könnte man wahrscheinlich durch Vergleich mit größeren Nachbargebieten noch andere, untergeordnete ermitteln, insbesondere dürften die Felssohlen, die unter dem Schutt der Täler verborgen liegen, weitere Stadien der Formentwicklung anzeigen.

Aus der Verteilung der diluvialen Ablagerungen ergibt sich, daß die Formentwicklung und besonders die Talbildung auch in der Peitlerkofelgruppe zur Hauptsache schon vor Beginn der Eiszeit vollzogen war.

D. Quartäre Morphologie.

Die erodierende Tätigkeit des Eises beschränkte sich hier im allgemeinen mehr auf die Rundung des vorhandenen Reliefs, ohne die alten Landoberflächen zu zerstören.

In die Zeit zwischen den beiden großen nachweisbaren Vergletscherungen der Peitlerkofelgruppe fällt die Ablagerung der interglazialen Gehängebreccie, die in morphologischer Hinsicht ungemein interessant ist. Mit-einander verbunden würden die Erosionsreste dieser Breccie einen Mantel von Gehängeschutt ergeben, wie er in interglazialer Zeit wahrscheinlich einen Großteil der Nord- und Westseite des Gebietes bedeckte. Überraschend war die Feststellung, daß das Relief, auf dem diese Schutt-massen felsenfest erbärtet sind, im wesentlichen schon dem heutigen entspricht, auffallend die Tatsache, daß sich überall der Grödner Sandstein als Unterlage fand. Die Untersuchung des Liegenden hat gezeigt, wie tief das Tälchen von Valdander sowie das nächste Tal im Westen, weiters das Gunggan- und Villnösser Tal schon vor dem Absatz der Breccie erodiert waren. Die Breccienmasse ist nicht überall gleich mächtig gewesen. Sie war zuerst in die Täler und Gräben eingedrungen und hatte sich dann, als diese nichts mehr aufnehmen konnten, auch über die nächste Umgebung gebreitet.

Die nachfolgende (zweite) große Vereisung hat die Breccie teilweise wieder abgetragen, an anderen Stellen wurde sie mit mächtigen Moränenmassen überdeckt, unter deren Schutze sie bis heute erhalten blieb, oder sie läßt, wie im Graben südlich des Laseiderhofes, die Schlißwirkung des Eises erkennen.

In interglazialer Zeit erfolgte auch die Einschotterung des Gadertales bei St. Marlin und die Ablagerung der Terrassensedimente in Villnöß.

Die Wasserläufe haben seither ihr Bett wieder tiefer gelegt, wobei das Durchflußprofil immer enger und steiler wurde.

Bergstürze, Muren und Schuttkegel verkleiden, durch nachbrechendes Gestein von neuem genährt, vielfach die Hänge.

Die Wirkung der chemischen Erosion tritt stark zurück. Nur der Mendoldolomit zeigt, z. B. auf Dos da Buthia, ganz bescheidene Ansätze zur Verkarstung. Der 12 m tiefe Trichter auf der Kofelalpe (bei Punkt 2495) läßt sich mit Zerklüftung des Ruefenberges in Verbindung bringen.

Diluvium.

a) Moränen.

Die heute längst nicht mehr vergletscherte Peitlerkofelgruppe bot bei ihrer Kleinheit und isolierten Lage, dem Mangel an ergiebigen Firnfeldern, dem Fehlen entsprechender Kare sowie der Süd- und Westexposition großer Gebietsteile keine günstigen Bedingungen für lokale Vereisung.

Deutlicher sind die Spuren zweier zeitlich scharf geschiedenen Fernvereisungen, deren Verlauf etwa folgendes Bild ergibt:

Zur Zeit der ersten hier nachweisbaren Großvergletscherung hat der mächtige Querbau der Peitlerkofelgruppe dem von Norden herandrängenden Eisstrom des Pustertaler Gletschers zunächst den Eintritt in die Dolomiten verwehrt. Mit dem Anwachsen der Eismassen und dem Höhersteigen ihrer Oberfläche wurde der Widerstand allmählich überwunden, das Eis konnte die niedrigeren Vorberge am Ostrande überfluten. Die Eismassen teilten sich. Ein Strom floß gegen Süden in der Richtung des heutigen Gadertales weiter, während ein anderer an den Felswänden des Peitlerkofels und der Aferer Geiseln seinen Weg nach Westen über Afers und Villnöß nahm, um sich dort mit dem Eisakgletscher zu vereinigen. Von dieser ersten Hauptvergletscherung geben zwar keine Moränen, wohl aber aus letzteren stammende Einschlüsse kristalliner Geschiebe in der interglazialen Gehängebreccie (vgl. nächstes Kapitel) Zeugnis. Für die quartäre Morphologie war sie von größerer Bedeutung als die spätere. In der folgenden eisfreien Zeit wurde dann die Breccie abgelagert.

Die zweite große Fernvereisung hat anscheinend denselben Weg genommen wie die erste und hat ähnlich wie in den St. Vigiler Dolomiten ganz beträchtliche Höhen erreicht, was aus Funden von zentralalpinen Geschieben eindeutig hervorgeht. Teilweise unversehrt gebliebene Gehängebreccien am Nordrande des Gebietes lassen auf verhältnismäßig geringe Hobelwirkung schließen, doch sind von dieser zweiten, letzten Hauptvereisung ungleich mehr Spuren vorhanden als von der ersten: vor allem zentralalpine Geschiebe (Granit, Gneis, Tonalit, Quarzphyllit), die bald im Verbands mächtiger Moränen, bald lose verstreut zu finden sind (wichtigste Vorkommen in der Karte mit roten Ringelchen eingezeichnet). In tieferen Lagen häufig auftretend, werden sie in der Höhe überaus selten. In der Peitlerkofelgruppe steht ihr „Höhenrekord“ derzeit auf 2170 m. Außerdem sind viele Moränenreste erhalten geblieben, deren wichtigste ebenfalls aus der Karte zu lesen sind. Nach den drei mutmaßlichen Einzugsgebieten gegliedert, folgen hier einige kurze, erläuternde Angaben über Form, Schuttführung, Alter usw. nebst Hinweisen auf kleinere Vorkommen, die in der Karte fehlen.

1. Die Südseite des Peitlerkofels, das Campillertal und das Gadertal bei St. Martin. Verflachungen an der Peitlerkofelsüdseite begünstigten die Bildung und Erhaltung von Firnfeldern. Von diesen nahmen wahrscheinlich jene Lokalgletscher ihren Ausgang, deren Reste in den spärlichen, unterhalb liegenden Moränen erhalten sind.

Moränengelände breitet sich südlich der Peitlerscharte aus und schließt gegen Osten (südlich von Punkt 2139) mit einer schwach überhöhten, deutlich vom Eise gerundeten Schlerndolomitkuppe ab. Zugehöriger Moränenschutt mit gekritzten Kalk- und Dolomitgeschieben ist 200 m tiefer erschlossen.

Im östlichen Teile von Calnör sieht man gletschergerundete Böden und Felsböcker aus Schlernkalk. Schutt gleicher Art mit Wasseranstritten ist südlich von Dos da Buthia zwischen 1960 und 2000 m als Rest einer alten Stirnmoräne entblößt. Das Hinterland ist mit Bergsturzböcken bedeckt.

Ein Moränenwall erhebt sich östlich von Bronsoi bei Punkt 2142. Aus dem obersten Bronsaratal erwähnt schon Stiny (32, Seite 389) eine kleine Moräne. Am Talausgange findet man wieder Grundmoräne mit gekritzten Geschieben (25, Seite 303). In Campill kann man an den Talflanken, bei Punkt 1563 nördlich Frena, bei Bepak und auch noch im Talgrunde Reste von Gletscherschutt erkennen.

Das bereits erwähnte, höchste Erratikum entstammt der Fundstelle genau südlich vom Gipfel des Peitlerkofels aus 2170 m Höhe. Ein Stück Quarzphyllit, das nur durch den Pustertaler Gletscher dorthin gelangt sein kann, entweder von Norden über das 190 m höhere Schartl oder von Osten her. Das eine wie das andere würde darauf deuten, daß ein Arm über die Wasserscheide zum Eisakgletscher hinüber gereicht hat, was noch nie festgestellt wurde (16, S. 80).

Andere zentralalpine Geschiebe liegen beträchtlich tiefer: Gneis in Laguschel auf 1560 m, Quarzphyllit an der neuen Campillerstraße nordöstlich von Bioc, mehrfach auf beiden Talseiten bei Bepak; Granit, Gneis und Quarzphyllit längs der Straße und im Walde zwischen Bepak und Restalt.

2. Der Nordrand der Peitlerkofelgruppe zwischen St. Martin im Gadertale und Villnöß.

Erratische Geschiebe von Gneis und Quarzphyllit wurden nördlich St. Martin kartiert.

Am Übergange (Punkt 1505) zwischen Frena und Untermoj liegt Moränenschutt mit viel ortsfremdem Material (Seiser Schichten, Dolomite, auch Buchensteiner Schichten).

Südlich von Untermoj gibt es reichlich Stücke aus dem kristallinen Grundgebirge, doch entstammt der größte Teil dieser vorwiegend kantenfrischen Quarzphyllitbrocken den hier aufgeschobenen Phyllitschuppen. Die in der Karte gezeichneten Findlinge weisen die Merkmale längeren Eistransportes auf und lagen meist auf Höhen, in welche der Quarzphyllit nicht mehr hinaufreicht.

Am Fuße des Peitlerkofels finden sich Anzeichen eines längeren Haltes kleiner Gletscher westlich der Miraiderrwiesen (bei Punkt 2086 ein steilgeböschter Moränenwall). Der zugehörige Gletscher (Gschnitzgletscher nach v. Klebelsberg, 15, Seite 293) reichte früher mindestens bis zum obersten Mojbach, was aus uferwallartigen, mit Bergsturzböcken beladenen Geländeformen im westlichen Teile des Buthiawaldes geschlossen werden kann. Auch im oberen Teile der Kompatschwiesen ist eine langgestreckte Endmoränenlandschaft zu erkennen. Erratika haben besonders südlich vom Würzjoch bis auf 2030 m Höhe große Verbreitung.

Nördlich vom Wälischen Ring liegen am Ausgange eines Kares die Reste einer im Mittelstück erodierten Stirnmoräne. Eine ältere Wallform umgeht der Schartensteig nahe der verfallenen Jagdhütte auf 1860 m Höhe. Die dolomitischen Geschiebe sind trotz der kurzen Transportstrecke teilweise schön poliert und gekritzelt.

Gut bearbeitete Grundmoräne mit Wasseraustritten fand ich in den sumpfigen Wiesen bei Punkt 1742. Obwohl die wallartigen Formen schon in geringer Tiefe den Felsboden durchblicken lassen, ist es nicht ausgeschlossen, daß der Gunggangletscher dort längere Zeit stationär blieb.

Bei der Hofer Gampen ist Moränenschutt an der Auffüllung eines glazial ausgeschürften Beckens beteiligt.

Nördlich vom Tullen (2652 m) ragt aus den Almhöden ein gut erhaltener Stirnmoränenwall. Eine verwaschene Endmoränenlandschaft bedeckt das z. T. rückfällige Gelände im Süden des Rodelwaldes bei Punkt 1973 und 1975.

Längs des Russisbaches erscheint Gletscherschutt auf dem westlich anschließenden Rücken. Die höchsten Vorkommen finden sich hier auf 1980 m.

Grundmoräne mit Dolomit-, Phyllit- und Quarzporphyrgeröllen liegt im südöstlichen Teile der Muntwiesen. Das höchstgelegene zentralalpine Geschiebe war dort ein helles Granit, südwestlich vom Ostgipfel des Tschiniför auf 1740 m Höhe.

Glazialschutt wurde auch östlich und südlich von Munt am linken Blaubachufer festgestellt. Östlich besonders reich an kristallinen Geschieben. Gelegentlich überwiegen die exotischen Bestandteile mengenmäßig den dolomitischen Anteil. Sehr selten sind Stücke eines hellen Tonalits.

3. Villnöß innerhalb St. Peter.

Dolomitreicher Moränenschutt ist in zwei kleinen Aufschlüssen, östlich Gstill und südlich vom Putzer erhalten. Ersterer dürfte älter sein als die interglazialen

Schotter im Villnöß. Südlich des Baches fanden sich gekritzte Geschiebe unterhalb Schnot im Hangenden der Gehängebreccie.

Sicheren Moränenschutt fand ich südlich der Kirche St. Magdalena. Bemerkenswert sind aus dieser Gegend Funde von hellen Granit- und Gneisstücken, bei Verlott bis auf 1400 *m* und nordöstlich der Kirche bis auf 1460 *m*.

Innerhalb Ranni läßt er nur selten die felsige Talsohle durchblicken. Die beiden Wege zur Schladterhütte führen an mächtigen Anhäufungen von Moränen vorbei, die durch ihren Reichtum an roten Quarzporphyrgeröllen auffallen. Einzelne Porphyrböcke messen mehrere Kubikmeter.

Östlich von Spieß quert der Weg Moränenkuppen, in deren Nähe Buchensteiner Kalke liegen, die nur durch einen talaus wandernden Gletscher hierher gelangt sein können. Auch ein mindestens 3 *m* hoher, gut geröllter Porphyrböck liegt oberhalb des Weges. Die lehmige Beschaffenheit und die Zusammensetzung des Schuttes zeigt ein quellreicher Anschluß, ehe man die Wiesen der Zannseralpe erreicht. Dort wurden neben Porphyrgeröllen auch solche von Quarzphyllit, Werfner Schichten, Buchensteiner Hornsteinkalken und Schlierdolomit unterschieden, die wahrscheinlich aus der Geislergruppe stammen. Granit und Gneis kommen nicht mehr vor.

Porphyr- und Quarzphyllitböcke sind über die ganze Zannseralpe verstreut. Bis auf 1900 *m* Höhe überzieht Moränenschutt, der hier viel Material aus Buchensteiner Agglomeraten enthält, den bewaldeten Rücken des Bürstling.

Am Oberrande der schroffigen, sonnseitigen Hänge der Aferer Geiseln würde man am wenigsten Spuren einer ehemaligen Vergletscherung erwarten, zumal die Gipfel dieses südexponierten Gebietes nur mehr unbedeutend darüber aufragen. Einige Vorkommen sind nach Lage und Form als Firnhaldenwälle anzusprechen. Der westlichste Wall liegt nordöstlich vom Punkte 2319 an der Südseite der Roßzähne. Weitere begrünte Wälchen und Buckel mit deutlicher Rückfälligkeit folgen auf der Kofetalpe südlich vom Punkte 2501, am Fuße der Rufenköfel und südlich des Tullen. Ein unversehrter Stirnwall, der in schönster Weise das Ende eines Gletscherchens abbildet, erhebt sich südöstlich vom Gipfel des letztgenannten Berges in über 2500 *m* Höhe.

Nördlich des Gasserillbaches endet die porphyreiche Moräne bei 1800 *m*. Im Wörndleloch ist oberhalb der Almhütten zwischen 2170 und 2300 *m* Höhe ein begrünter Rücken, zusammengesetzt aus Schlierdolomit und Cassianer Material, an dessen Ablagerung wohl ein Lokalgletscher beteiligt war. Auf den Gampenwiesen kann man einen verwachsenen Stirnwall mit Ausätzen von Ufermoränen erkennen, der bei 1990 *m* den Gampenbach übersetzt. Eine jüngere Ansammlung von Moränenschutt liegt am Fuße des Bronsot oberhalb der 2200 *m*-Isohypse.

b) Interglaziale Gehängebreccie.

Die geologische Neuaufnahme deckte eine bisher unbekannte Gehängebreccie auf, welche nach Lage, Beschaffenheit und Alter mit der aus anderen Teilen der Dolomiten beschriebenen übereinstimmt.

Mit Ausnahme eines zu kleinen Aufschlusses am rechten Ufer des Schartenbaches in ca. 1800 *m* Höhe sind alle Vorkommen in der Karte ersichtlich.

Im inneren Villnöß steht in der Schlucht nordwestlich vom Punkt 1625 eine schwer zugängliche Breccie an, die auch auf das rechte Ufer reicht und von dort aus am besten überblickt werden kann. Sie erhielt der Einfachheit halber die Signatur der übrigen Breccien, obwohl ihre Alterszugehörigkeit zu diesen nicht erwiesen ist. Gleiches gilt für ein in der Nähe, bei einer Talsperre, vorkommendes Quarzporphyrkonglomerat.

Die Breccienmasse ist höchstens 50 *m* mächtig und stets in Bänke von mehreren Metern Dicke gegliedert.

Ihre Zusammensetzung richtet sich naturgemäß in erster Linie nach dem bodenständigen Material des Einzugsgebietes. Sie gibt also

mitunter ein getreues Bild von den Baustoffen des darüber aufragenden Gebirges. An den Nord- und Westhängen der Peitlerkofelgruppe bestehen deshalb die Breccien im allgemeinen aus jüngeren Gesteinen als in Villnöß, wo die auf weite Strecken erschlossene kristalline Unterlage der Geislergruppe viel Material lieferte.

Die Größe der Bestandteile wechselt. Es wurden selbst Stücke mit 1 m Durchmesser beobachtet. Vorwiegend findet man aber Breccien aus kleinstückigen Komponenten. Letztere sind dann oft so gut gemischt, daß man an einem einzigen Handstück die verschiedensten Einschlüsse unterscheiden kann, beispielsweise hell- und dunkelroten, grauen und grünlichen Grödner Sandstein, Dolomit aus den Bellerophon-Schichten, Mergel sowie Schiefer der Seiser- und Campiller Schichten, hellen Schlerndolomit usw.

Die Bestandteile sind fast immer kantenfrisch und durch ein kalkiges, manchmal auch ein toniges Bindemittel verfestigt.

Altersfrage und Entstehung. Vor allem sind gut gerundete Quarzphyllitstücke anzuführen, die am Nordrande des Gebietes öfters im Verbande der Breccien gefunden wurden. Weil diese Einschlüsse deutliche Merkmale des Ferntransportes tragen, können sie unmöglich den hie und da höher austreichenden Quarzphyllit schuppen entstammen, wo solche überhaupt vorkommen. Es ist nicht einzusehen, weshalb gerade der Quarzphyllit eine gute Bearbeitung aufweisen sollte, während das übrige Material, das meist weitere Wege zurücklegen mußte, nicht im mindesten abgerundet oder gerollt wurde. Ich halte diese kristallinen Einschlüsse für Erratika, die vor Ablagerung der Breccie vom Pustertaler Gletscher hierher geschafft worden waren. Granit oder Gneis war nicht zu finden.

Soweit die Liegendgrenze genauer untersucht werden konnte, wurde fast immer das Fehlen jeglicher Moräne konstatiert. Nur am „Kuchelkofel“ oberhalb St. Magdalena kommt ein dolomitischer Schutt vor, der zwar keine gekritzten Geschiebe erkennen ließ, im übrigen aber moränenverdächtig aussieht. Allfällige Zweifel bezüglich des hohen Alters dieser Gehängebreccien werden durch die Tatsache behoben, daß im Hangenden mächtige Moränen lagern, die sich durch reiche Führung von dolomitenfremden Geschieben (hauptsächlich Quarzphyllit, seltener Granit, Gneis und Tonalit) auszeichnen, somit als Moränen eines zentralalpinen Gletschers zu erkennen sind. Wo der Moränenschutt bereits abgetragen ist, bezeugen Erratika aus dem kristallinen Vorlande die ehemalige Bedeckung mit Ferneis.

Die Entstehung der Breccien fällt demnach nicht in interstadiale, sondern in interglaziale Zeit. Es scheinen also auch am Nordrande der Südtiroler Dolomiten ähnliche Verhältnisse geherrscht zu haben wie einst in den Nördlichen Kalkalpen zur Bildungszeit der Höttinger Breccie, obgleich eine Altersparallelität bisher nicht erwiesen ist.

Die zwar lückenhafte, aber gleichmäßige Verhreibung der Breccie legt die Vermutung nahe, daß tatsächlich ein Mantel von Gehängeschutt die Peitlerkofelgruppe in einer eisfreien Zeit nach verheerenden Murbächen umgah. Der von den Hängen herabfließende Gesteinsbrei hat

ganze Landstriche unter sich begraben, wobei besonders in den Tälern (bei Bad Valdander z. B.) größere Breccienmassen abgesetzt wurden, während die zwischenliegenden Rücken teilweise wie Inseln aufragen mochten. Die Bankung läßt deutlich erkennen, daß sich die Ablagerung in mehreren Phasen vollzogen hat.

Derartige interglaziale Gehängebreccien sind im nördlichen Teile der Südtiroler Dolomiten bisher nur spärlich gefunden worden. Über eine längst bekannte, ganz analoge Bildung habe ich in meiner „Geologie der St. Vigiler Dolomiten“ (20, Seite 264) berichtet. Trautwein (34, Seite 61, 62) erwähnt aus der Geislergruppe drei Breccienvorkommen. Eines in 1900 *m* Höhe am Fuße des Saß Rigais auf Grödner Sandstein, das Liegende der beiden anderen Vorkommen ist nicht angegeben. Ampferer (1, Seite 248) hat eine Gehängebreccie von Val Anna in Gröden beschrieben, „welche im unteren Teil auf Quarzporphyr und Grödner Sandstein lagert, im oberen Teil aber von mächtigen Moränenmassen überdeckt wird“.

Bei allen genannten Vorkommen bildet der Grödner Sandstein das Liegende oder wenigstens einen Teil des Liegenden. Wo sie über den Sandstein hinausreichen, dienen zum Teil Quarzphyllit (Peitlerwald), Quarzporphyr (Gröden) und Bellerophon-Schichten (Peitlerkofelgruppe, St. Vigil) als Unterlage.

c) Terrassensedimente.

Verbreitungsgebiet: Gadertal bei St. Martin und rechtes Ufer des Campiller Baches außerhalb Bespak, sowie in Villnöß.

Bezüglich Ausbildung und Zusammensetzung dieser Sedimente vgl. 20, Seite 265, und 25, Seite 307.

Die Mächtigkeit der Schotter beträgt im südlichen Teile 50 *m*. In der Gegend von St. Martin sind sie bis auf 10 *m* erodiert und in historischer Zeit von einem Murschuttkegel bedeckt worden. Vgl. auch Seite 110.

Unterlagerung durch Moräne konnte nicht festgestellt werden, weil das Liegende nirgends zutage tritt. Im Hangenden ist Moräne zwar auch nicht exakt nachweisbar, doch hat Reithofer am Fahrwege zwischen Lovara und Restalt im Hangenden der Schotter ein zentralalpines Erratikum gefunden, das für interglaziales Alter dieser seit September 1931 durch einen Einsturz bloßgelegten konglomerierten Schotter zu sprechen scheint.

Das zweite, größere Verbreitungsgebiet interglazialer Schotter liegt in Villnöß, morphologisch besonders ausgeprägt bei St. Peter. Ihre ursprünglich einheitliche Oberfläche ist durch Gräben und Mulden in mehrere Abschnitte zerteilt, auf denen die Siedlungen entstanden.

Das Material dieser Schotter bildet vorwiegend Schlerndolomit, der ihnen die helle Farbe verleiht. Daneben gibt es Gerölle aus älteren Formationen. Stücke von grauem Brixner Biotitgranit (mit dunklen, basischen Einschlüssen) sind offenbar älteren Moränenablagerungen entnommen.

Alluvium.

Die heutige Sohle des Gadertales wird taleinwärts von den alten Schmelzöfen bei Piccolein von einer mit Erlenauen bestockten Alluvion

gebildet. Schmale Ausläufer ragen in das unterste Campill hinein und begleiten in wechselnder Breite den Lauf des Gaderbaches gegen Pederöa. Kleinere, ebenfalls flache Schuttsoblen breiten sich am Lasankenbach und innerhalb der Bruckmühle in Villnöß aus.

Große Bergstürze wiederholen sich an der Nordseite des Peitlerkofels. Bergsturzmaterial aus Tuffkonglomeraten lagert nördlich vom Rodelbach und bei Gstill in Villnöß.

Auf einem Schuttkegel liegt die Ortschaft Campill, auf einem Murhruche das Kirchdorf St. Martin. Hier erfolgte der Abbruch vermutlich durch Auslaugung der Gipse im Liegenden des von Bellerophon- und Werfner Schichten aufgebauten Blang de Crosta. Die Mure nahm ihren Weg südlich vom Schlosse Thurn und begrub um das Jahr 1490 die alte Ortschaft St. Martin bis auf die Häusergruppe Restalt. Vgl. Haller (11, Seite 80).

Langsam aber stetig die Ödflächen vergrößernd, sammelt sich Gehängeschutt überall am Fuße der Steilwände.

Nutzbare Ablagerungen, Mineralquelle.

Vollständig mylonitisierter und aufgeweichter Quarzphyllit wird in „Caß“ bei Rannui als blaugrauer Lehm für Hafnerarbeiten gewonnen. Der Quarzporphyr liefert dauerhaftes Baumaterial für die Talsperren. Teile der Kirchen von St. Peter und St. Magdalena bestehen aus rotem Porphyrit, der z. B. nahe der Pfarrkirche gebrochen wird. Die zierlichen gotischen Fensterrahmen der Magdalenenkirche sind aus feinkörnigem grauen Grödner Sandstein gearbeitet. Vorzüglich eignen sich auch die leicht gewinnbaren Bellerophon-Kalke als Baustein (St. Martin und Campill). Das Muschelkalkkonglomerat gibt poliert einen farbenprächtigen Werkstein (Campiller Kirche).

Die einzige Mineralquelle entspringt der interglazialen Gehängebreccie beim Bade Valdander. Nach Zehenter (38, Seite 123) enthält sie Kohlensäure und Schwefelsäure gebunden an Kalk, Magnesia und Eisen. Zehenter rechnet sie zu den eisenhaltigen, erdigen Mineralwässern.

Verzeichnis der benützten Literatur.

1. Ampferer O. Beiträge zur Glazialgeologie der westlichen Südtiroler Dolomiten. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. 16, 1928.
 2. Bericht über die 7. Generalversammlung des geognostisch-montanistischen Vereins für Tirol und Vorarlberg. Innsbruck 1846.
 3. Bericht über die 8. Generalversammlung des geognostisch-montanistischen Vereins für Tirol und Vorarlberg. Innsbruck 1846.
 4. Blaas J. Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. Innsbruck 1902.
 5. Carta Geologica delle tre Venezie. Foglio Bressanone (1 : 100.000). Padova 1925.
 6. Carta Geologica delle tre Venezie. Foglio Monte Marmolada (1 : 100.000). Padova 1931.
 7. Cornelius-Furlani M. Zur Kenntnis der Villnößser Linie. Verhandlungen der geologischen Bundesanstalt in Wien, 1924.
- — Siehe unter Nr. 6.

8. Emmrich H. Übersicht über die geognostischen Verhältnisse Südtirols. Zugabe zu A. Schaubach, „Die Deutschen Alpen“, IV. Teil. Jena 1846.
9. Furlani M. Studien über die Triaszonen im Hochpustertal, Eisack- und Penserl in Tirol. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, Bd. 97, 1919.
10. Geognostische Karte Tirols, aufgenommen und herausgegeben auf Kosten des geognostisch-montanistischen Vereins von Tirol und Vorarlberg, Sektion VI und VII. Innsbruck 1849.
11. Haller J. Th. Das k. k. Landgericht Enneberg in Tirol. Ein historisch-statistisch-topographischer Abriß. Zeitschrift für Tirol und Vorarlberg, Bd. VI, Innsbruck 1831.
12. Hoernes H. Aufnahme im oberen Vilsnöss-Thale und im Enneberg. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1874.
13. — Vorlage der Karte des oberen Vilsnöss- und unteren Enneberg-Thales. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1875.
14. Hummel K. Das Problem des Fazieswechsels in der Mitteltrias der Südtiroler Dolomiten. Geologische Rundschau, Bd. 19, Berlin 1928.
15. Klebelsberg R. Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten. I. Rückzugsstände der Eiszeitgletscher in den Dolomitentälern. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, Bd. 79, 1927.
16. — Geologischer Führer durch die Südtiroler Dolomiten. Verlag Borntraeger, Berlin 1928.
17. Klipstein A. v. Beiträge zur geologischen und topographischen Kenntnis der östlichen Alpen. Gießen 1871 (a), 1875 (b) und 1883 (c).
18. Mader I. Die Bäder und Heilquellen im Hochetsch. Verlag Vogelweider, Bolzano 1929.
19. Mojsisovics E. v. Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879.
20. Mutschlechner G. Geologie der St. Vigiler Dolomiten. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 82. Bd., 1932.
21. Ogilvie Gordon M. Das Grödener-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Bd. 24, 1927, Teil I und II.
22. — Geologisches Wanderbuch der Westlichen Dolomiten. Wien 1928.
23. Pferschy A. Karte der nutzbaren Mineralagerstätten der Provinzen Bolzano (Bozen) und Trento. Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch, Bd. 77, 1929.
24. Pia J. Neue Beobachtungen über die geologische Verbreitung fossiler Kalkalgen. Sitzungsbericht der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften in Wien vom 17. Juni 1927.
25. Reithofer O. Geologie der Puezgruppe (Südtiroler Dolomiten). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 78. Bd., 1928.
26. Richthofen F. v. Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, Sanct Cassian und der Seisser Alpe in Süd-Tyrol. Gotha 1860.
- Sander B. Siehe unter Nr. 5.
27. — Erläuterungen zur geologischen Karte Meran-Brixen. Schlern-Schriften, Heft 16, Innsbruck 1929.
28. Srbik R. Bergbau in Tirol und Vorarlberg in Vergangenheit und Gegenwart. Berichte des Naturwissenschaftlich-medizinischen Vereines Innsbruck, 41. Bd., 1929.
29. Stache G. Verbreitung der Permformation in den Südalpen. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1874.
30. — Beiträge zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols. Nr. 1. Cephalopoden und Gastropoden. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 27, 1877.
31. — Beiträge zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols. Nr. 2. Pelecypoden und Brachiopodeu. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 28, 1878.
32. Stiny J. Perm bei Campill (Gadertal). Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1910.

33. Teller F. Blatt Klausen (Nr. 5347 der österreichischen Spezialkarte). Handkoloriert. Wien 1880.

34. Trautwein S. Zur Geologie der Geißlergruppe im Villnös. Calw 1920.

35. Tschurtschenthaler L. Geognostische Notizen über St. Kassian, und die südtirolische Triasformation. Gedruckt mit Weger'schen Schriften. Brixen 1853.

36. Vardabasso S. Cenni geologici sulla valle di Funés. Archivio per l'Alto Adige, 25. Jahrgang, 1930.

37. Wolff F. v. Beiträge zur Petrographie und Geologie des „Bozener Quarzporphyrs“. Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., Beilage-Bd. 27, Stuttgart 1909.

38. Zehenter J. Die Mineralquellen Tirols mit vorzüglicher Berücksichtigung ihrer chemischen Zusammensetzung auf Grund der vorhandenen Daten. Zeitschrift des Ferdinandeums für Tirol und Vorarlberg, 37. Heft. Innsbruck 1893.

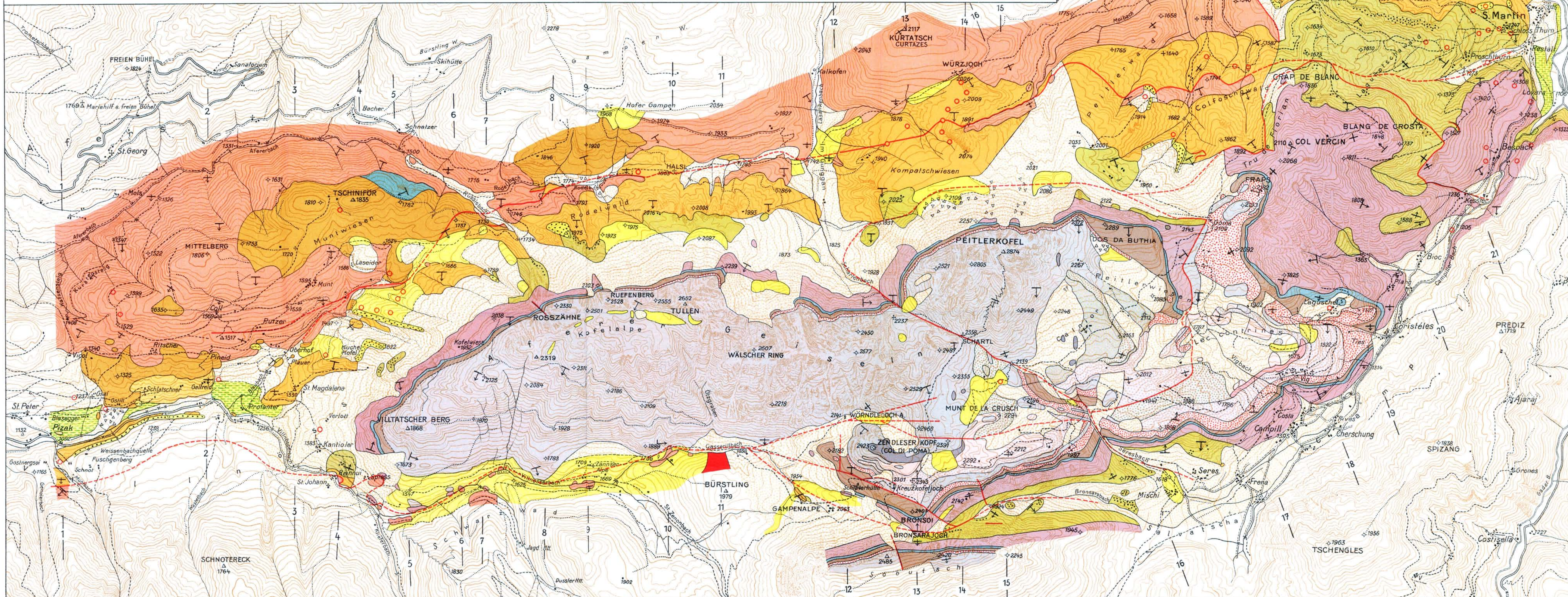
Im Süden schließt die geologische Karte der Puezgruppe von O. Reithofer und des angrenzenden Teiles der Geislerspitzen von R. Klebelsberg (Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 78. Band, 1928) an.































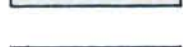
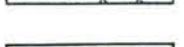
Geologische Karte der Peitlerkofelgruppe

1:25.000.

Aufgenommen und gedruckt mit Unterstützung durch den D. u. Oe. Alpenverein.

Aufgenommen von Georg Mutschlechner-Innsbruck, 1931.

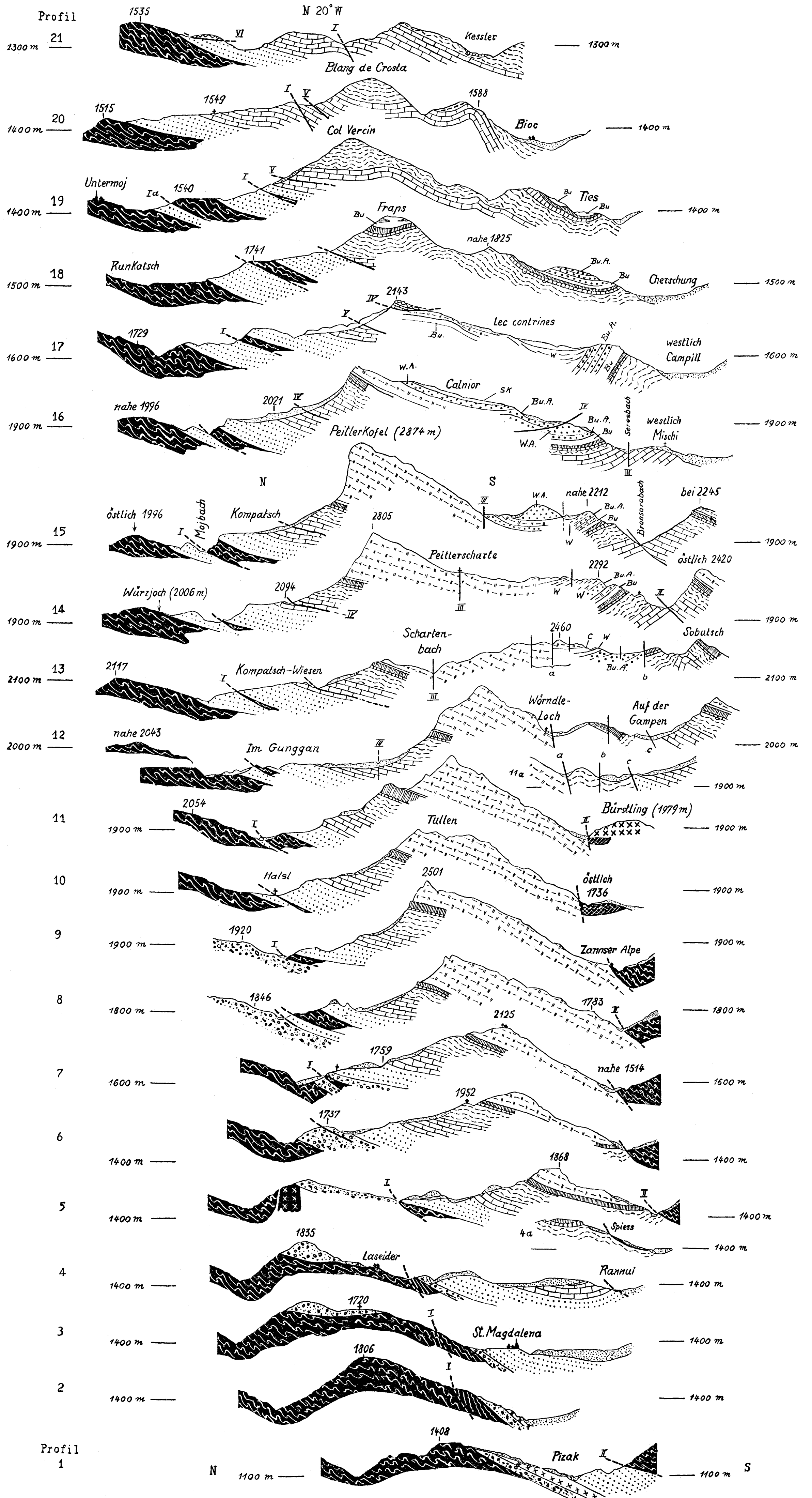


 Quarzphyllit	 Bellerophon-Schichten; gipsführend	 Buchensteiner Agglomerate	 Moränen	 Zentralalpine Geschiebe	 Söhlig
 Diabasporphyrit	 Werfner Schichten	 Augitporphyrit u. Tuffe	 Gehängebreccie	 Schichtgrenzen u. -Übergänge	 Bis 30°
 Basalbildungen	 Unterer Muschelkalk	 Wengener Schichten	 Terrassensedimente	 Störungen	 30° bis 60°
 Feldspatreiche Porphyrite von Villnöss	 Mendeldolomit	 Wengener Agglomerate	 Talalluvium	 Richtung der Profile	 60° bis 90°
 Quarzporphyr des Bürstling	 Schlerndolomit	 Schlernkalk	 Bergsturzmassen		 Saiger
 Grödner Sandstein	 Buchensteiner Schichten	 Cassianer Schichten	 Schuttkegel, Gehängeschutt u. Vegetation		

Profile zur geologischen Karte der Peitlerkofelgruppe

1:25.000

Orientierung { Profile 1 bis 15 : N-S
Profile 16 bis 21 : N 20°W



- Quarzphyllit
- Diabasporphyrit
- Basalbildungen
- Feldspatreiche Porphyrite von Villnöss
- Quarzporphyr des Bürstling
- Grödner Sandstein
- Bellerophon-Schichten
- Werfner Schichten
- Unterer Muschelkalk
- Mendel dolomit
- Buchensteiner Schichten
- Buchensteiner Agglomerate
- Augitporphyrit
- Wengener Schichten
- Wengener Agglomerate
- Schlernkalk
- Cassianer Schichten
- Schlerndolomit
- Quartäre Ablagerungen
- Störungen

Zur Geologie des Schöcklgebietes bei Graz.

Von Eberhard Clar, Graz, Technische Hochschule.

(Mit 1 Karte und 13 Abbildungen.)

Der Name des Grazer Hausberges hat in den Erörterungen, die die stratigraphische Neuordnung der Ablagerungen des Grazer Paläozoikums herbeiführten, durch die Bezeichnung „Schöcklkalk“ für den wichtigsten tieferen Kalkkomplex des Grazer Paläozoikums des öfteren Erwähnung gefunden. Trotzdem sind geologische Beobachtungen aus dem engeren Schöcklgebiete noch nicht oder kaum herangezogen worden, und es erscheint daher von vornherein als eine lohnende Aufgabe, die Leistungsfähigkeit der neuen Auffassung für Schichtfolge und Bau im Schöcklgebiete selbst zu überprüfen.

Hier können vor allem die südlichen Vorlagen etwas beitragen, wo, wie die Kartenskizze zeigt, „Übergangsschichten“¹⁾ und obere Schiefer den Kalk überlagern und sich in seinem Liegenden eine mächtige „Grenzzone“²⁾ gegen das Radegunder Kristallin einstellt; das Gipfelgebiet selbst ist, wie bekannt, eine recht eintönige, fossilfreie Bänderkalkmasse mit unübersichtlicher Faltungs- und Bruchtektonik.

Die Frage nach dem Alter des Schöcklkalkes braucht hier nicht wieder aufgeworfen zu werden, denn sie ist durch die neuerlichen Fossilfunde hinreichend beantwortet;³⁾ sein devonisches Alter ist eine Tatsache, der jede ernst zu nehmende tektonische Deutung Rechnung zu tragen hat.⁴⁾ Für eine unveränderte Übernahme von Schwinner's Lösung⁵⁾ und Anwendung der neuen Stratigraphie⁶⁾ ergeben sich aber doch gewisse Schwierigkeiten daraus, daß an nicht wenigen Punkten aus Vorkommen und Auflagerungsart der „Übergangsschichten“ auf eine stratigraphische Verknüpfung von Schöcklkalk und Taschenschiefnern, die Schwinner als Überschiebungsmasse deutet, geschlossen wird.

1) F. Heritsch, Geologie der Steiermark, S. 195, Fig. 53.

2) Bezeichnung im Sinne von Kuntzschig und Waagen.

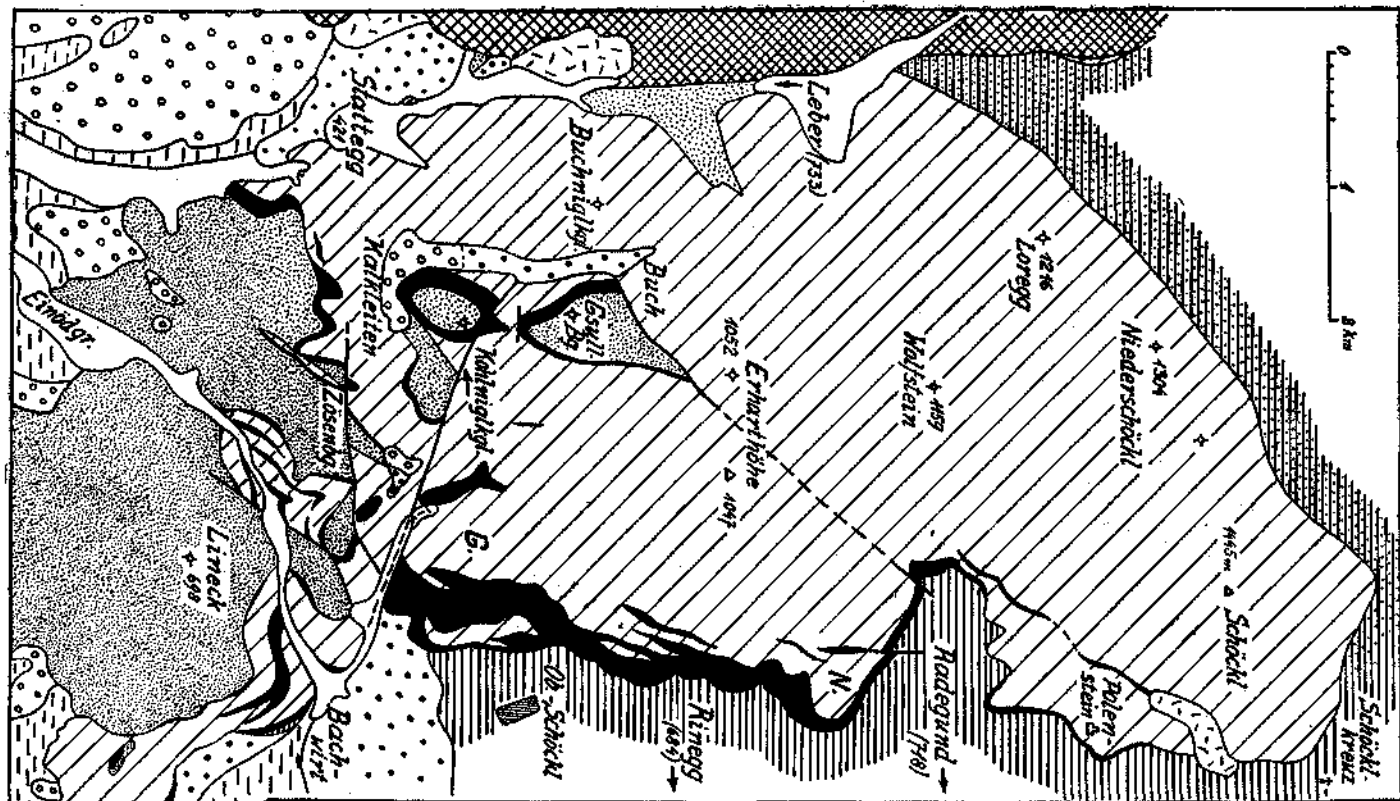
3) F. Heritsch, Devonische Versteinerungen aus dem Schöcklkalk von Peggau bei Graz. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1929.

F. Heritsch und R. Schwinner, Versteinerungen aus dem Schöcklkalk; ebenda 1932.

4) Denn auch Waagen, der trotz der Fossilien von 1929, deren Gestein er durch ein Bruchsystem aus dem Schöcklkalk anscheidet, an der alten Stratigraphie im Sinne von Courad Clar festhält, schreibt (Sitzungsberichte, 139. Bd., 1930, S. 420): „Das Problem des Schöcklkalkes ist nämlich der springende Punkt, mit dem die ganze Hypothese Schwinner's steht oder fällt: besitzt dieser silurisches oder devonisches Alter und ...“. Nach den weiteren Fossilfunden steht sie also.

5) R. Schwinner, Das Bergland nordöstlich von Graz. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abt. I, 134. Bd., 1925.

6) F. Heritsch, Eine neue Stratigraphie des Paläozoikums von Graz. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1927.



Geologische Übersichtskarte des Schöcklstockes (im N nach R. Schwinner).

Horizontale Schraffen = Radegunder Kristallin. Schraffen und Punkte = Untere Schiefer. Schräge Schraffen = Schöckalk. Schwarz = Grenzzone (Liegend) und Übergangsschichten (Hangeul). Feine Punkte = Obere Schiefer (Taschenschiefer). Kreuzschraffen = Devon der Rannach. Horizontalstriche = Terliäre Tone. Ringe = Pontische Schotter. Wirre Striche = Eggenberger und Gehänge-Breccie. Grobe Punkte = Rotschutt. Weiß = Talanschüttungen. N = Novystein. G = Gregerbauer.

Diese Verhältnisse hat erst Penecke,¹⁾ dann Heritsch²⁾ beschrieben, später hat insbesondere Mohr,³⁾ weiters Waagen⁴⁾ und der Verfasser⁵⁾ darauf hingewiesen. Die Hauptfrage für die Tektonik (und auch eine genauere Stratigraphie) des Schöcklgebietes ist also derzeit die nach der Stellung der Übergangsschichten zwischen Schöcklkalk und Taschenschiefen. Dazu ist auch die Kenntnis der den Schöcklkalk unterlagernden „Grenzzone“ notwendig, auf die zuerst eingegangen werden muß.

Die „Grenzzone“, in unserem Gebiete besonders gut entwickelt, ist ein langer, mannigfaltig zusammengesetzter Gesteinsstreifen, der bei Maria-Trost beginnt, am Nordostfuß des Linecks schlecht aufgeschlossen und anscheinend in geringer Mächtigkeit durchzieht, dann am Ostrand des Schöcklstockes plötzlich zu bedeutender Mächtigkeit anschwillt und geschlossen bis westlich Radegund verfolgt werden kann (Karte). Hilber hat zuerst daraus Gesteine gesammelt,⁶⁾ Heritsch⁷⁾ daraus Serizitschiefer, Kalkglimmerschiefer, gelb anwitternde dünschiefrige Kalke mit glimmerigen bis phyllitischen Häuten, bläuliche Kalke, dann sandige glimmerige Kalke, Zellenkalke, Rauhdecken, dolomitische Kalke und Sandsteine, sowie Diaphthorite und Mylonite namhaft gemacht. Diese Bildungen sind nicht dem Grenzphyllit im ursprünglichen Sinne gleichzusetzen, sie entsprechen aber der von Kuntschnig⁸⁾ aus der Unterlage des Schöcklkalkes der Gegend von Weiz beschriebenen Folge.

An Hand einiger Profile sei eine eingehendere Darstellung von Schichtbestand und Bau der Zone gegeben.

Am Kamm zwischen Gregerbauer (Punkt G. der Karte)⁹⁾ und Bachwirt (Profil 1) erreicht die „Grenzzone“ eine Mächtigkeit von über 300 m zwischen den Granatphylliten des Radegunder Kristallins (das in die Untersuchung nicht miteinbezogen wurde) und dem einheitlichen Schöcklkalk; es herrschen schieferige Kalkgesteine und Sandsteine. Bei den ersteren sind unterschieden: rötliche Schieferkalke, das sind stets gut geschieferte, feinkristalline Kalke, die häufig gut plattig werden (mehrere Zentimeter und darunter), auch öfters als Knollenkalke be-

1) A. Penecke, Das Grazer Devon. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1893.

2) F. Heritsch, Untersuchungen zur Geologie des Paläozoikums von Graz, IV. Teil. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, 1917, 94. Bd., S. 356.

3) H. Mohr, Archaische Krinoiden? Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1927, und Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 1927. B.

4) L. Waagen, Der geologische Bau des Gebirges zwischen Frohnleiten, Übelbach und Deutsch-Feistritz. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, 1930, 139. Bd., S. 323ff. Aufnahmsberichte der Geologischen Bundesanstalt, 1929 und 1931.

5) E. Clar, Neue Beobachtungen über die jüngeren Stufen des Paläozoikums von Graz. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1929.

6) V. Hilber, Geologie von Maria-Trost. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, 1910 (als Glimmerschiefer und Gneis bezeichnet).

7) F. Heritsch, Grundlagen der alpinen Tektonik. Borutraeger 1924, S. 145. Anmerkung.

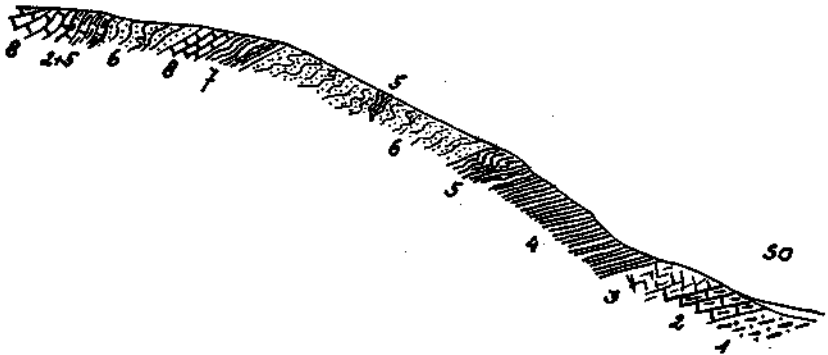
8) A. Kuntschnig, Das Bergland von Weiz. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, 1927, 63. Bd.

9) Als genauere topographische Grundlage möge die neue Karte 1:50.000 (Blatt Graz W) benützt werden, der die Namen entnommen sind.

zeichnet werden könnten, von meist lichtroter, auch bis dunkelroter Farbe. Gelbliche Lagen gleicher Art können eingeschaltet sein oder die roten im Streichen ablösen. Die Schieferung ist durch glimmerige oder phyllitische Häute bezeichnet; ein geringer Quarzgehalt ist in der Regel vorhanden, er kann so weit anwachsen, daß er an der Härte des Gesteins erkennbar wird. Gelbliche sandige Kalkschiefer sind als schmale Einlagerungen gewöhnlich nicht ausscheidbar.

Die gelben Kalkschiefer sind durch Übergänge mit den rötlichen Schieferkalken verbunden. Bei ihnen ist der Quarzgehalt meist mehr erkennbar, die Glimmerhäute pflegen ausgeprägter zu sein; die starke Schieferung wirkt sich linsenbildend aus.

NH Gregerbauer



Profil 1. Kamm des Weinberg (nordwestlich Bachwirt); Länge etwa 800 m.

1 = Granatphyllit des Radegunder Kristallins. 2 = Rötliche Schieferkalk, auch knollig. 3 = Breccioser Schöcklkalk. 4 = Gelbe Kalkschiefer. 5 = Dunkelgraue Kalkschiefer. 6 = Dolomitsandstein und dolomitischer Quarzit. 7 = Graue und gelbe Kalkschiefer. 8 = Schöcklkalk, gebändert.

Die dunkelgrauen Kalkschiefer erinnern in diesem Profil an die Kalke des *σ* von Plankenwart; sie sind etwas gröberkristallin als diese und die Schieferung ist durch phyllitische Bänder noch stärker betont; an den Schichtflächen greift die Verwitterung unter gelber Verfärbung vor. In diesen Kalkschieferu fanden sich einzelne glänzende Kalkspatflitter, die auf Crinoidenstielglieder bezogen werden können.

Sandsteine werden in diesem Profil mächtiger als sonst irgendwo in der Grenzzone. Sie erinnern im Handstück durch ihr quarzitisches Aussehen sofort an die Dolomitsandsteine des Unterdevons, auch in Färbung und Zerfallsart, und auch bei ihnen wird der Karbonatgehalt, besonders an verwitterten Stücken, deutlich.

Das Parallele der beiden Gesteine ist auch im mikroskopischen Aufbau nicht zu verkennen: Das Mengenverhältnis von Quarz-Feldspat zu Dolomit und zu Glimmer bleibt bei den untersuchten Stücken innerhalb der von Angel¹⁾ aus dem sicheren Unterdevon nauhaft gemachten Werte, nur scheint der Dolomit hier im Mittel etwas schwächer vertreten als dort. Dadurch kommt es bei den verhältnismäßig quarzreichen

¹⁾ F. Angel, Dolomitsandsteine des Grazer Paläozoikums. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, 1929, 64./65. Bd.

Stücken zur unmittelbaren Bindung eines Teiles der Quarzkörner und die Korntrennung durch dolomitisches Bindemittel wird weniger streng, weshalb ein Teil dieser Gesteine bereits als dolomitische Quarzite zu bezeichnen ist. Einander berührende Quarze sind innig verzahnt; zum Teil sind solche Quarzkorngruppen sicher durch Zerfall größerer Sandkörner entstanden, zum anderen dürfte das Bindemittel bereits primär dazwischen gefehlt haben. Die von Dolomit umschlossenen Quarzkörner sind wie bei den unterdevonischen Dolomitsandsteinen meist eckig, sogar splitterig, doch auch häufig nahezu isometrisch. Die Begrenzung ist wie dort zersägt, Böhmsche Streifung und starke undulöse Auslöschung ist allgemein.

Feldspate von gleicher Größe finden sich nicht selten, sie sind immer, im Gegensatz zu den stets schwach getrübbten Quarzen, vollständig klar; soweit bestimmbar, saurer Oligoklas und deutlich gegitterter Mikroclin. Zertrümmerungen sind selten, undulöse Auslöschung wird beobachtet.

Der feinkörnige, immer gelb gefärbte Dolomit ist bald durchziehendes Kornbindemittel, bald wieder nur Zwickelfülle, was aber wahrscheinlich auch durch Zusammenwanderungen während der Durchbewegung gefördert wurde. Limonitflecken sind häufig, ebenso schwarzes Pigment, selten Rutilkörner, Zirkon, Apatit.

Viele Typen dieser Gesteine sind merkbar geschiefert und diese Schieferung wird im Schriff durch hellen Glimmer betont. Es lassen sich primäre, stets gebogene Glimmerblättchen von jüngeren Serizit, der sich überwiegend an die dolomitreichen Partien heftet, unterscheiden. Glimmer wurde bis zu einer Menge von 7% gezählt. Manche Typen können im Handstück bereits als Serizitquarzite bezeichnet werden.

Innerhalb der Sandsteinquarzitmasse gibt es auch hier, wie im sicheren Unterdevon, dünne Lagen sandiger phyllitischer Schiefer, oder die Sandsteine können durch gestreckte kleine Phyllitflatschen fleckig erscheinen.

Schöcklkalk erscheint im Profil in drei verschiedenen Ausbildungen: einmal, im tieferen Band, als Breccie eines dunklen feinkristallinen Kalkes, dessen Bruchstücke von stark wechselnder Größe (Zentimeter bis Dezimeter Durchmesser) durch weißen Kalkspat innig verkittet sind. Eine Verwechslung mit den gleich zusammengesetzten Gehängebreccien (ohne rotes Bindemittel) an anderen Orten kommt wegen der geringen Lückigkeit nicht in Frage. Echter, aber wenig gebänderter Schöcklkalk ist mit ihr seitlich verknüpft; wir halten die Breccie für tektonisch.

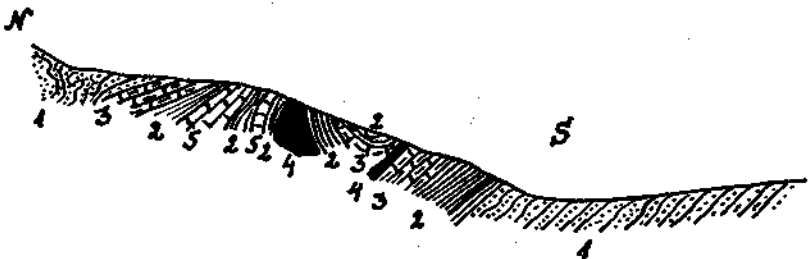
Das höhere, den Kalkschiefern und Sandsteinen eingeschaltete Band (beim Gehöft „Weinberghansl“ in einem kleinen Steinbruch aufgeschlossen) hat seinerzeit die ersten Stücke zum Studium der Faltenbilder im Schöcklkalk geliefert.¹⁾ Der Kalk ist schärfer gebändert als die meisten anderen Schöcklkalke und heftig verfaltete, läßt in verwitternden Stücken verhältnismäßig hohen Sandgehalt erkennen und führt schmale Lagen von grauglänzenden, kalkig-sandigen Phylliten; solche fehlen der Hauptmasse des Schöcklkalkes.

¹⁾ E. Clar, Zur Frage der Entstehung der Bänderung von Kalken. Geologisches Archiv, 1926, 4. Jahrg.

Im Hangenden stellt sich nach einem Band verschiedener verschuppter Kalkschiefer als dritte Art gleich der typische, einheitliche Schöcklkalk ein, für den auf die Beschreibung durch Schwinner¹⁾ verwiesen wird, die auch hier zutrifft. Einzelne Besonderheiten aus der Hauptmasse werden unten noch erwähnt.

In den höheren Teilen des Profils ist durchwegs eine heftige Kleinfaltung zu beobachten, die die große Mächtigkeit der Sandsteine herbeiführt und im Hangenden in steilere Schichtlagerung überleitet. Die Achsen der Kleinfalten streichen nahe um N—S.

Stärkere tektonische Störung ergibt sich aus dem Vergleich mit dem Profil 2 aus dem südwestlichen Hang desselben Kanmes, nur gute 100 m sählig entfernt. Das liegende und hangende Sandsteinband hier ist die streichende Fortsetzung der beiden Bänder des ersten Schnittes; der sie trennende Zug ist auf die kurze Strecke hin weit mannigfaltiger geworden und stärker gestört. Neben gleichen Gliedern treten rote und gelbe Schieferkalke gut aufgeschlossen hervor und sind hier vereinzelt bei dunklerer



Profil 2. Im Südhang am Weinberg; Länge etwa 450 m.

1 = Dolomitsandstein und Quarzit. 2 = Graue Kalkschiefer. 3 = Rötliche und gelbe Schieferkalke, teils rauhwackig. 4 = Hellgrauer Dolomit. 5 = Schöcklkalk.

Rotfärbung als Zellenkalke entwickelt; auch gelbe Rauhwackenbänder erscheinen. Neu sind hellgraue Dolomite mit typischem hackigem Bruch, die gesteinskundlich den „hellen Dolomiten“ im Normalprofil des untersten Unterdevons (Plawutsch) gleichen. Hangend der Dolomite sind grau-gelbe Kalkschiefer mit dunklen, wenig gebänderten Kalken, die bereits dem Schöcklkalk zugezählt werden können, inniger als im Profil darstellbar, verschuppt.

Die lebhaftere Verfallung führt in dem hangenden Sandsteinband bereits zur Stengelbildung aus Walzfalten, besonders gut in weißeren, quarzitischen Lagen.

Gute Aufschlüsse in Dolomitsandsteinen und Dolomiten im Liegenden von Schöcklkalk trifft man auch im mittleren Einödgraben, bei der Einmündung des Glockengrabens; auch hier mit gleich lebhafter Kleinfaltung. Auf diesen Bereich wird noch später zurückzukommen sein.

Im inneren Tränkgraben (westl. Bachwirt), etwa $\frac{1}{2}$ km westlich der obigen Profile, taucht in der Schöcklkalkmasse die Grenzzone in einem langgestreckten Fenster, das südlich durch einen Bruch abgeschnitten ist, wieder (Profil 3) auf; seine flach kuppenförmige Aufwölbung geht nach

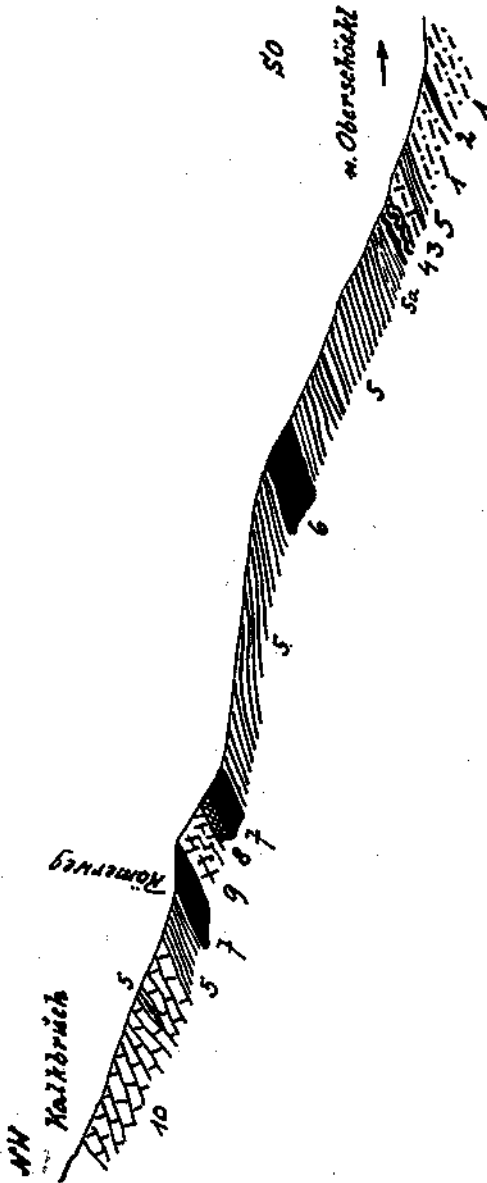
¹⁾ l. c.

Kristallinmylonit; ein weißer blättriger Schiefer gibt sich als Pegmatitmylonit zu erkennen, wie solche schon aus dieser Zone beschrieben sind. Die Achsen starker Kleinfaltung in diesem Bande gehen nach O—W.

Dann erst beginnt das Paläozoikum geschlossen mit dünnblättrigen, gelben, sandig-kalkigen Schiefen, aus denen nach oben die gelben Kalkschiefer (wie in den früheren Profilen) hervorgehen; auch in diesen sind sandige Lagen häufig und werden im Streichen, in den Hängen unmittelbar südlich dieses Profils, sogar herrschend. Eine massige, lichtgraue Dolomitbank trennt diese Schiefer von einem höheren, flachwellig gefalteten Kalkschieferkomplex, dessen Gesteine im allgemeinen dunkler und grauefleckt erscheinen. Bis 2 dm mächtige, graue, grobkörnige Kalkbänke, getrennt durch phyllitische Lagen, machen hier die Gewinnung von lagerhaften, wenn auch schrägklüftigen Bruchsteinen für die Zwecke der Anwohner möglich. Höher erscheint am Römerweg selbst wieder ein neues Glied, ein weißer, aus Platten von einem bismehreren Zentimetern Dicke aufgebauter Dolomit, be-

gleitet von einem Band Rauhwacke und von brecciösem Schöckkalk wie im Profil 1.

In dem vom Profil geschnittenen Kalkbruch gibt es auch eine weiße Abart des Schöckkalkes. Dieser weiße Schöckkalk ist meiner Kenntnis

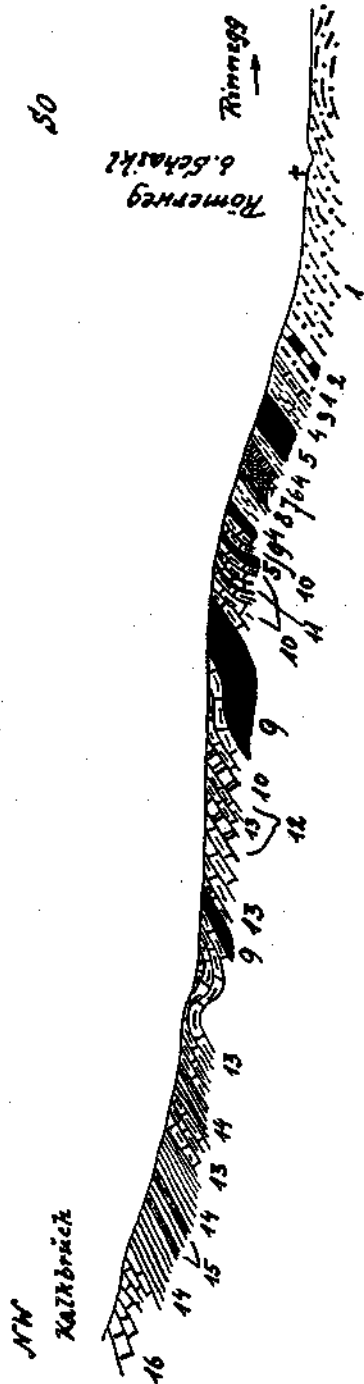


Profil 4. Fahrweg Oberschöckl—Römerweg; Länge etwa 800 m.

1 = Granatphyllit. 2 = Pegmatitquarz. 3 = Mischgestein Kristallin + Kalk. 4 = Schieferiger Pegmatitmylonit. 5 = Gelbe Kalkschiefer, teils sandig, höhere Lagen graugelb und mit gelben Schieferkalken. 5a = Dieselben, dünnblättrig verschiefert. 6 = Grauer Dolomit. 7 = Heller, bankiger Dolomit. 8 = Gelbe Rauhwacke. 9 = Brecciöser Schöckkalk. 10 = Bänderiger Schöckkalk mit brecciösen Lagen in den tieferen Teilen.

nach ebenso wie der brecciöse stets nur in den tiefsten Teilen der ganzen Masse zu finden und zieht nie auf größere Strecken geschlossen durch. Er wird gerne in Kalköfen verwendet und ist daher nicht selten aufgeschlossen. An mehreren Stellen sieht man diesen weißen Kalk aus dem grauen, durch Verlust des Pigmentes hervorgehen, wobei oft noch eine lichtrostige Zeichnung an Stelle der Bänderung zurückbleibt: das organische Pigment geht — wohl noch in Zuge der Metamorphose, aber nicht hauptsächlich im Zuge der Durchbewegung — verloren. Schöne Vorkommen solcher Kalke im Schöcklgebiete sind: im Einödgraben westlich vom Bachwirt, K. O. bei „Stindl“ westlich von Oberschöckl, südlich von „Tipl“ in der streichenden Fortsetzung brecciöser Schöcklkalke als Schuppe in der Grenzzone, ein Steinbruch nordwestlich von „Schaikl“ am Römerweg und beim „Kalkweber“ im Klammgraben, hier auf Grundlage brecciösen Schöcklkalces.

Aus dem Weiterstreichen der Zone nach Nord ist vom Gehöft „Rinner“, bei dem die Grenze gegen das Kristallin die Höhe des Römerweges erreicht, das Auftreten von schmalen Marmorbändern im Granatphyllit zu erwähnen; diese weißen oder grob graubänderigen Marmore, hier nur wenige Meter vom Paläozoikum entfernt, sind in Farbe und Art der Bänderung, besonders aber durch ihre Korngröße von allen drüberliegenden paläozoischen, auch den verhältnismäßig grobkörnigen Kalken immer leicht zu unterscheiden, wie das auch für die Marmore



Profil 5. Fahrweg vom „Schaikl“ am Römerweg gegen NW; Länge etwa 480 m.

- 1 = Granatphyllit
 2 = Marmor
 3 = Phyllonit des Kristallins
 4 = Gelbe, kalkig-sandige Schiefer
 5 = Weißer, plattiger Dolomit
 6 = Dunkelroter, körniger Kalk, rauhwackig
 7 = Rotgelbe, Kalkbreccie mit Raubwacke
 8 = Gelber, sandiger Schiefer
 9 = Hellbrauner, massiger Dolomit
 10 = Plattiger, brecciöser roter Kalk
 11 = Grauer Kalk
 12 = Weber, feinkristalliner Kalk
 13 = Rötlich-gelbe Schieferkalke, wellig-plattig
 14 = Graue Kalkschiefer
 15 = Soritische Lager darin
 16 = Schöcklkalke, an der Basis weiß, oben bänderig-grau

der weniger metamorphen Unteren Schiefer von Schwinner¹⁾ und Seewann²⁾ festgestellt worden ist.

Unmittelbar bei „Rinner“ sieht man außerdem noch im Weg in sehr tiefer Lage innerhalb der Grenzzone schwarze, stark zerhackte und von feinen weißen Adern durchzogene Dolomite, für die wir als einziges, aber sehr genau entsprechendes Vergleichsgestein nur die dunklen Dolomite unter den Barrandeikalken des Plawutsch anzuführen brauchen.

Durch einen Fossilfund bemerkenswert ist das nächste Profil (5), im Hohlweg vom „Schaikl“ am Ansatz des Rinnegger Rückens nach NW gegen den Sattel hinter dem Novystein (Punkt N. der Karte). Auch hier liegt ein Marmorband in den höchsten Teilen der Granatphyllite, die nach oben wieder durch ein schmales Band stärkst durchbewegter phyllitischer Gesteine abgeschlossen werden. Die Gesteine des Profils sind größtenteils schon oben beschrieben worden. Die stark bewegten, kalkig-sandigen Schiefer bildeten auch im vorigen Profil die Basis, die weißen plattigen Dolomite sind gleich, die roten Zellenkalke und Rauwacken sind ähnlich denen im Profil 2; neu ist ein hellgrauer, massiger und wenig zerhackter Dolomit, ein Band lichtgrauen Kalkes, ein weißer, feinkristalliner Kalk (beide vielleicht schon zum Schöcklkalk zu zählen); in den roten und gelben Schieferkalken gibt es eine rosaweiße, grobkörnige Abart.

Den hangenden Abschluß bilden dunkelgraue bis grauviolette Kalkschiefer mit einzelnen serizitischen Zwischenlagen, die nach oben in dunkle, dünnplattige Kalke übergehen. In den Kalkschiefern fand sich eine schmale Lage mit Crinoiden, in den plattigen Kalken (kleiner Steinbruch südlich des Weges) neben einem unbestimmbaren größeren Crinoidenstielglied und einem Brachiopodenrest auch eine wenig gut erhaltene Koralle.

Ihre jedoch noch durchführbare Bestimmung, die ich der Freundlichkeit des Herrn Kollegen Dr. E. Haberfeiner verdanke, ergab

Alleynea perfecta Poëta

womit die Vertretung des $e\gamma$ in der Grenzzone nachgewiesen ist.³⁾ Das ist deshalb besonders bemerkenswert, weil dadurch belegt ist, daß bereits im Liegenden des Schöcklkalkes die Schichtfolge bis mindestens ins oberste Silur aufsteigt. Bei Annahme stratigraphischer Auflagerung des Schöcklkalkes auf seiner Unterlage kann daher der Schöcklkalk selbst nicht mehr Silur sein.

Die von C. Clar entdeckten und später bei einer Exkursion unter Führung von Hofrat Tornquist wiedergefundenen⁴⁾ Crinoiden entstammen ganz ähnlichen Gesteinen von der Basis des Schöcklkalkes (nördlich der Ruine Ehrenfels bei Radegund), die aber bisher noch zum Schöcklkalk selbst gezählt worden sind.

¹⁾ l. c.

²⁾ L. Seewann, Die Blei-Zinkerzlagertstätte von Haufenreith-Arzberg; Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, Bd. 64/65, 1929.

³⁾ Literatur und stratigraphische Wertung siehe F. Heritsch, Nachweis der Stufe $e\gamma$ im Paläozoikum von Graz. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1930, und: Die Stufe $e\gamma$ bei Plankenwart westlich von Graz. Ebenda.

⁴⁾ Siehe H. Mohr, Archaische Crinoiden?, l. c.

Unsere Grenzzone zieht nun nach Norden um den vorgeschobenen Sporn des Novystein, längs dem Römerweg öfters sichtbar, herum und quert den Klammgraben, aus dessen Nachbarschaft wir noch das reichliche Vorkommen von Dolomiten erwähnen können: in einem Steinbruch ober dem Römerweg körnige weiße, plattige Dolomite und im Profil 6 solche sowie im oberen Band grauweiß gefleckte, brecciöse Dolomite, die nach oben in graue dolomitische Schiefer und in Kalkschiefer (unter Schöcklkalk) übergehen.

Weiter nördlich, unter dem Gipfelstock des Schöckl selbst, erreicht die Grenzzone kaum mehr 20 m Mächtigkeit und verarmt. Immerhin geht sie noch ziemlich regelmäßig durch und ist durch dunkel- oder hellgraue sowie gelbe Kalkschiefer bezeichnet, die aber infolge der gesteigerten Schuttüberstreung von oben meist nur in Rollstücken aufgefunden werden. In dem Steinbruch unter dem Polenstein sind



Profil 6. Unter „Kalkweber“, südlicher Klammgrabenast; Länge etwa 200 m.

1 = Granatphyllit. 2 = Gelbe und rote Schieferkalke, teils plattig. 3 = Hellgrauer und weißer Dolomit.
4 = Graue Kalkschiefer. 5 = Brecciöser Schöcklkalk.

liegend des Schöcklkalkes stark gestörte gelbe Schieferkalke mit phyllitischen Häuten und dunkle Kalkphyllite aufgeschlossen. Nächst Isenrode, nordwestlich von Radegund, bildet ein mächtiges und auffallendes Aplitband den Abschluß des Kristallins.

Etwa vom Schöcklbartl an nach Norden habe ich es nicht mehr versucht, die schmale Grenzzone durch die schlechten Aufschlüsse weiter zu verfolgen; die Karte ist nach Schwinner gezeichnet, der hier die Grenzzone entsprechend ihrer mangelnden Bedeutung oder ihrem Fehlen mit den Schöcklkalk vereinigt hat.

Der Gesteinsbestand der Grenzzone ist also übersichtlich der Folgende: Graue Kalkschiefer, rote und gelbe Schieferkalke bis Zellenkalke, gelbe Kalkschiefer, auch sandig; gelbe sandige Schiefer, Kalkphyllit; Dolomite: lichtgrau und zerhackt, schwarz, weiß und plattig, weiß körnig, grau massig; Dolomithbreccien, Rauhbacken; Dolomitsandsteine und dolomitische Quarzite; Schöcklkalk: grau und gebändert oder ungebändert, weiß, brecciös, alle nur in kleinen Schuppen.

Schon aus dem Vergleich der Profile ergibt sich sofort, das unsere Grenzzone aus Schuppen aufgebaut ist; um so mehr auf einer Karte größeren Maßstabes: Mit Ausnahme des kartenmäßig nicht näher zu gliedernden Komplexes der Schieferkalke, Kalkschiefer und kalkig-sandigen Schiefer ist kein Gesteinszug, weder Sandsteine, noch Dolomite oder

Schöcklkalk auf lange Strecken zu verfolgen. Alle haben mehr oder minder Linsenform und keilen aus. Für keines dieser Gesteine ist eine bestimmte Höhenlage innerhalb der Grenzzone wirklich bezeichnend, und es besteht für den kartierenden Geologen kein Zweifel, daß die Grenzzone ein Bewegungshorizont unter der Schöcklkalkmasse ist, dessen Bau nicht durch sogenannte lokale Störungen erklärt werden kann.

Zwischen Klammgraben und Schöcklkreuz greift im Gegensatz zum anschließenden Süden die Schuppung noch hoch in die Masse des Schöcklkalkes hinein. Nächst dem sogenannten Jagdhaus am Römerweg (südwestlicher Punkt 1042) trifft man im Schöcklkalk eine kleine Schuppe von phyllitischen Schiefen des Kristallins, die von Kalkschiefern der Grenzzone begleitet sind; dieses Vorkommen scheint mit einem Kalkschieferband, das sich beim Klammgraben aus der Grenzzone ablöst, in Verbindung zu stehen. So trennt sich hier eine auch in der Formung durch flachere Gehänge ausgezeichnete Basisschnippe („Polensteinschuppe“) ab. Ihr Kalk ist gegenüber dem der Hauptmasse meist stärker kristallin, oft weiß oder brecciös und nicht frei von — allerdings wenig bedeutenden — Kalkschiefereinlagerungen.

Unter diesen Umständen, wo jede Schichtgrenze tektonisch sein kann, ist das Aufeinanderfolgen der Gesteine für die stratigraphische Einordnung nur sehr beschränkt oder nicht zu gebrauchen und fast nur Gesteinsanalogien mit allen ihren Fehlerquellen sind im einzelnen heranzuziehen; das mag für das Folgende berücksichtigt werden.

Für die Einordnung bestehen hier zwei Ausgangspunkte: Einerseits die Vertretung *et*, die es wahrscheinlich macht, daß auch andere silurische Glieder nicht gänzlich fehlen werden, andererseits die Dolomitsandsteine, die den Dolomitsandsteinen des fossilführenden Unterdevon deshalb ohne größere Bedenken gleichgesetzt werden können, weil diese Gesteine einen so seltenen und kennzeichnenden Gesteinstypus darstellen, daß seine Wiederholung in einem anderen Horizont ohne paläontologischen Beleg nur mit besonderen Gründen wird angenommen werden können. Hier aber stimmt die Stellung im Liegenden der großen devonischen Kalkmassen bei beiden überein.

Es ergibt sich also Übereinstimmung mit Schwinner¹⁾ und Heritsch,²⁾ die im „sogenannten Grenzphyllit“ auch Reste der Dolomit-Sandsteinstufe erkennen, und mit Kuntschnig,³⁾ der in der Gegend von Weiz die Sandsteine und Dolomite gleicher Stellung im Bewegungshorizont der Schöcklkalkbasis ins Unterdevon gestellt hat.

Für die anderen Gesteinsglieder ist die entsprechende Frage nicht dahin zu stellen, welches genauere Alter ihnen zukommt, sondern nur dahin, ob es wahrscheinlich ist, daß auch diese anderen Glieder der silurisch-unterdevonischen Schichtfolge des Grazer Paläozoikums angehören oder ob Bedenken gegen diese ohne Frage einfachste Annahme geltend zu machen sind.

¹⁾ R. Schwinner, Die Stellung des Schöcklkalkes, insbesondere bei Peggau. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1927. (Erwiderung auf H. Mohr, Archaische Crinoiden?)

²⁾ l. c., Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1927 (Neue Stratigraphie).

³⁾ l. c.

Für die hellgrauen und die schwarzen Dolomite liegt die vollständige Parallele mit dem sicheren Unterdevon ohne weiteres auf der Hand, ja sie waren aus dem Vorkommen der Dolomitsandsteine zu erwarten. Für die weißen Abarten bleibt die Parallele offen, doch wird man sie nur ungerne abtrennen. Die Dolomitreccien sind tektonische Gebilde, aber es kann angeführt werden, daß zum Beispiel eine solche genau wie im Tränkgraben (Profil 3) im Ostfuß der Rannach die unterdevonische Schichtfolge unterlagert. Die schmalen Rauhwackenbänder, deren letzte Ausbildung wir auch für tektonisch halten, fehlen der fossilführenden Serie nicht (Frauenkogelzug, Plawutsch). Für die roten (und gelben) Schieferkalke sind als eingeordnetes Vergleichsglied wohl nur die roten Flaserkalke des Obersilurs von Thalwinkel namhaft zu machen; kleine Unterschiede bestehen im Habitus (Schieferungsart und Tongehalt) ebenso auch gegenüber den als Folge weitgehend vergleichbaren roten und gelben Schieferkalken und Kalkschiefern der Rannachwiesen¹⁾, deren Einordnung aber im Rahmen des Altpaläozoikums noch offen ist. Gelbe Kalkschiefer kommen mehrfach in unsicherer Stellung bei Graz vor, während sandige gelbe Schiefer neuerdings bei der erfolgreichen Suche nach Caradoc mehr Beachtung finden. Auffallend bleibt bei diesen Vergleichen immerhin das Fehlen von Kieselschiefern und den sie begleitenden Tonschiefern in der Grenzzone.

Wir glauben nach obigem feststellen zu können, daß kein Grund besteht, in der basalen Grenzzone des Schöcklkalkes etwas anderes zu sehen als eine stark bewegte Schuppenzone aus tieferen Gliedern des Grazer Paläozoikums. Mit anderen Anwendung: auch im Gebiete mächtiger Schöcklkalkentwicklung gibt es Schichtglieder, die darauf hinweisen, daß hier das Silur und tiefste Devon in faziell ähnlicher Weise entwickelt ist, wie im reicher fossilführenden Stockwerk. Das Studium der Grenzzone und der Nachweis des ϵ γ gibt so mittelbar wieder den Schluß auf devonisches Alter des Schöcklkalkes, aber man muß auch umgekehrt betonen, daß erst Schwinnners Deutung, die neue Stratigraphie und der Nachweis devonischer Fossilien im Schöcklkalk eine stratigraphisch mögliche Auffassung der Grenzzone nahegelegt haben.

Bei der Besprechung fazieller Ähnlichkeiten kann auch noch einer Abart des Schöcklkalkes Erwähnung geschehen; in größerer Mächtigkeit am Buchnigkogel bei Buch und östlich Andritz-Ursprung gibt es in ihm lichtgraue, feinkristalline flaserige Kalke, die von den gewohnten und typischen, hell- oder dunkelgrauen Bänderkalken im Handstück, wenn auch nicht kartennmäßig, leicht abzutrennen sind. Diese Kalke gleichen aufs Haar dem überwiegenden Teil der Mitteldevonkalke des Rannach-Frauenkogelgebietes, so daß man es für möglich halten muß, daß auch die tektonische Fazies der Barrandeikalke ebenso wie die fossilführenden in noch vor kurzem für einheitlich gehaltenen Gebieten (Rannach-Frauenkogel-Gratwein)²⁾ mit Mitteldevon vergesell-

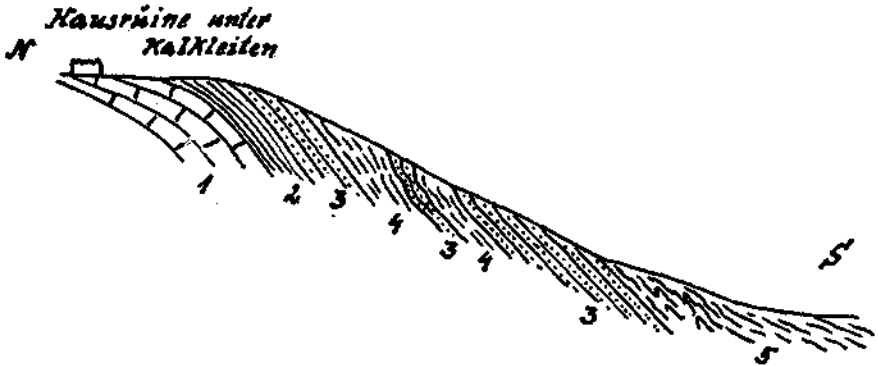
1) F. Heritsch, Untersuchungen zur Geologie des Paläozoikums von Graz, II. Teil. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, 1917, 94. Bd.

2) E. Clar, l. c. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1929. — F. Heritsch, Caradoc, Mitteldevon und Karbon von Gratwein-Rein. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1930.

schaftet ist. Diese Kalke bilden in der Schöcklkalkmasse keinen geschlossenen Horizont, liegen aber mehr in den hangenden Teilen.

Die Verbreitung der „Übergangsschichten“ ist auf der Karte gegeben; sie schalten sich ziemlich regelmäßig unter die südlichen Kappen der Oberen Schiefer (Taschenschiefer) ein, erreichen sehr wechselnde Mächtigkeit, können aber auch ganz fehlen, wie zum Beispiel unter den Taschenschiefern der Leber.

Gleiche Gesteine in gleicher Stellung beschrieb Heritsch¹⁾ erstmalig vom Gebiet des Stroß bei Weiz und führte dann in einem Profil aus dem Schöcklgebiet (Kohniglkogel) den Namen „Übergangsschichten zwischen Schöcklkalk und Oberen Schiefen“ für Phyllite und quarzitische Sandsteine dieses Horizontes ein. Der Name wurde von Waagen



Profil 7. Übergangsschichten an der Fahrstraße südlich Kalkleiten; Länge etwa 200 m.

1 = Schöcklkalk, händerig. 2 = Graugelber Kalkschiefer. 3 = Dolomitsandstein und dolomitischer Quarzit. 4 = Sandiger Phyllit, gelblich. 5 = Dunkle, kalkfreie Phyllite (Taschenschiefer).

übernommen, Schwinner beschreibt hiehergehörige Bildungen aus dem Gebiet nördlich des Schöckl, Mohr aus dem Steinbruch nördlich der Kirche von Maria-Trost.²⁾

Für die Darstellung des Gesteinsbestandes genügen zwei Profile (7 und 8), in denen auch die Auflagerung auf Schöcklkalk deutlich wird. Liegend erscheinen in beiden graugelbe Kalkschiefer, teils stark geschiefert, teils dünnplattig; sie gleichen stark den grau-gelb anwitternden Kalkschiefern der unteren Grenzzone. Die Dolomitsandsteine und

1) Untersuchungen zur Geologie des Paläozoikums von Graz, III. Teil. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, 1917, 94. Bd., S. 357, Profil.

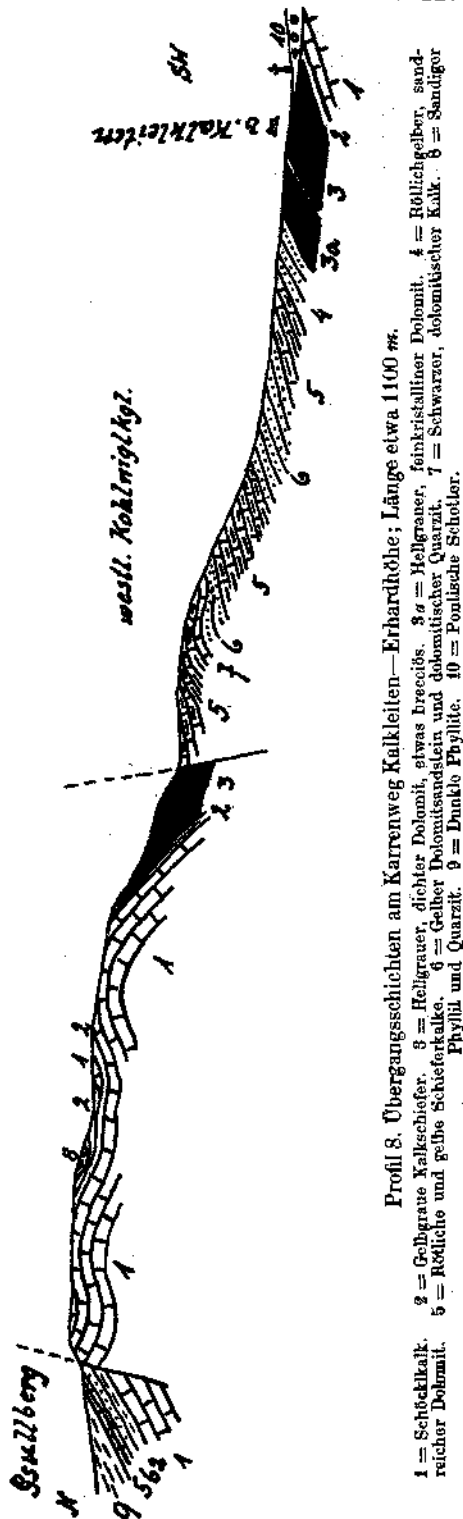
2) Schon außerhalb des besprochenen Gebietes; dieser durch die Polemik Schwinner-Mohr bekanntgewordene Steinbruch ist in den letzten Jahren besser aufgeschlossen worden. Jetzt kann man erkennen, daß die umstrittene Grenze Schöcklkalk-Taschenschiefer sehr stark bewegt und auch verschuppt ist, daher die Wechselagerungen tektonisch erklärbar sind. Unter den umstrittenen gelben schieferigen Kalksteinen gibt es im neuaufgeschlossenen Teil auch solche, die durch Umwandlung an der Durchlässigkeitsgrenze nicht aus dem Kalk abgeleitet werden können (hoher Sand- und Tongehalt) und die als stratigraphisches Bindeglied zwischen Kalk und Schiefer gedeutet werden könnten (echte Verfärbungen in Abhängigkeit von Fugen des Gesteins gibt es natürlich in diesen Grenzgebilden nicht selten). Aber bei der durch die starke Durchbewegung gegebenen Möglichkeit schichtfremder Einschuppung ist dieser Aufschluß für sich allein nach keiner Seite hin entscheidend.

die dolomitischen Quarzite sind im Handstück und auch im Schliff von denen der Grenzzone nicht zu unterscheiden; die sandigen Phyllite des Profils 7 kenne ich in vollständig gleicher Ausbildung aus der unteren Grenzzone nicht, sie sind aber in dieser Form in den Übergangsschichten nicht sehr häufig und werden gewöhnlich (zum Beispiel besonders schön bei Andritz-Ursprung) von gelben sandigen Schiefen vertreten und diese sind wieder denen der Basis in jeder Beziehung gleich. Auch die roten und gelben Schieferkalk des Profils 8 (in Profil 7 nur in kleinen unausscheidbaren Fetzen) sind uns bereits aus der Grenzzone bekannt, und die Parallelen werden geschlossen durch das Auftreten von hellgrauen zerhackten und auch, in dünnen Bändern, von massigen Dolomiten.

Ohne näher darauf eingehen zu müssen, können wir also für das Schöcklgebiet die von Kuntschnig bei Weiz gemachte Beobachtung, daß die Schichtglieder der Grenzzone in petrographischer Hinsicht den Sedimenten über dem Schöcklkalk vollständig gleichen, nur durchaus bestätigen. Das betrifft natürlich nicht die Masse der Taschenschiefer selbst, da im hier besprochenen Gebiet die „Unteren Schiefer“ fehlen und gegenüber den Granatphylliten des Rade-gunder Kristallins mindestens die Metamorphose unterscheidet.

Gegen Kuntschnigs petrographische Gleichsetzung der Grenzzone mit den Sedimenten über dem Schöcklkalk hat Waagen¹⁾

¹⁾ L. Waagen, Aufnahmebericht Blatt Graz. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1931.



Profil 8. Übergangsschichten am Karrenweg Kalkleitern—Erhardtöhe; Länge etwa 1100 m.

1 = Schöcklkalk, 2 = Gelbgraue Kalkschiefer, 3 = Hellgrauer, dichter Dolomit, etwas breccios, 3a = Hellgrauer, feinkristalliner Dolomit, 4 = Rötlichgelber, sandreicher Dolomit, 5 = Rötliche und gelbe Schieferkalk, 6 = Gelber Dolomitsandstein und dolomitischer Quarzit, 7 = Schwarzer, dolomitischer Quarzit, 8 = Sandiger Phyllit und Quarzit, 9 = Dunkle Phyllite, 10 = Ponzische Schotter.

Stellung genommen, denn in den Taschenschiefeln wären „niemals Quarzite in größeren Mengen zu finden, so daß sie in dieser Schichtgruppe irgend eine Rolle spielen könnten“ (S. 68). Auf der nächsten Seite aber liest man mit Erstaunen, daß in der Gegend der Kuppe 800 m (nördlich Weiz), wenn auch als Ausnahme, „die Übergangsschichten des Schöcklkalkes in großer Mächtigkeit als Quarzite entwickelt sind“.

Waagen setzt den Vergleich nach der Gesteinsfolge an Stelle des Vergleichs nach der Gesteinsart (den Kuntschnig zieht), aber auch der erstere darf nicht gänzlich von der Hand gewiesen werden, denn auch Waagen werden kaum die zahlreichen Sandsteinbänder im Gebiete von Stroß und Weizbach, die Kuntschnig ausscheidet, gänzlich entgangen sein. Beim Lesen der Arbeit sine ira et studio ist es selbstverständlich, daß diese ebenso unter den „Sedimenten über dem Schöcklkalk“ zu begreifen sind. Denn gerade auf diese kommt es ja an, da sie schon von den früheren Beobachtern der Dolomitsandsteinstufe des Unterdevon zugewiesen worden sind.

Bezüglich der Grenzzone bezeichnet Waagen die Beschreibung von Kuntschnig, wenn auch nicht seine etwas schematische Kartenausscheidung, als ganz zutreffend. Er selbst ist für sie zur Anschauung gekommen, „daß wir in der Grenzzone ein Zwischenglied zwischen dem Schöcklkalk und dem Glimmerquarzit vor uns haben, das zwar stark tektonisch beansprucht wurde, das aber nach oben und unten durch Übergänge verknüpft ist“. Wir ergänzen diese Auffassung durch die Feststellung, daß die Glimmerquarzite hier Glieder des Altkristallins (!) (nach Kuntschnig teils entsprechend der Teigitsch- teils entsprechend der Almhausserie) sind, in dem die Karbonatgesteine ausschließlich als Marmore entwickelt sind und daß wir also nach der übereinstimmenden Auffassung aller anderen Bearbeiter des Grazer Paläozoikums hier entweder einen Transgressions- oder einen Schubkontakt (mit unbekanntem Verschiebungsausmaß) zur Erklärung der Metamorphoseunterschiede durchlegen müssen. Das wird ja auch durch die scharfe Diskordanz auf Kuntschnigs Karte erwiesen, die in geschlossenen Sedimentserien unmöglich ist, mit der sich aber Waagen hier nicht auseinandersetzt. Die ununterbrochene stratigraphische Verbindung nach unten kann also auch ohne jede Neuuntersuchung abgelehnt werden.

Durch diese Feststellung und durch den paläontologischen Nachweis der stratigraphischen Gleichstellung des Schöcklkalkes mit den Barrandeschichten ist eine gewisse Ähnlichkeit der Standpunkte erzielt, denn man könnte natürlich auch im fossilführenden Devon all das, was unter den Barrandeschichten liegt, die Dolomitsandsteinstufe und das Silur, als „Zwischenglied“ zwischen jenen und dem Grundgebirge bezeichnen, nur entspricht das heute nicht mehr der gebräuchlichen Ausdrucksweise, die eine schärfere Fassung der stratigraphischen Vorstellungen, auch wenn sie nicht paläontologisch beweisbar sind, verlangt.

Die Struktur der Grenzzone ist im Schöcklgebiet, wie oben gezeigt, nur durch kräftige Schubbewegungen erklärbar, so daß wir auch hier zu Kuntschnigs Untersuchungen weit mehr Parallelen feststellen können.

Nun in Fortsetzung der Besprechung noch eine kurze Bemerkung über die Taschenschiefer des Schöcklgebietes, die eine recht eintönige,

örtlich stark gefaltete Phyllitmasse darstellen. Schmale Grünschieferbänder gibt es am Zösenberg und an der Leber, erst weiter südlich und in höheren Lagen der Taschenschiefer, im Gebiet der Platte, werden sie mächtig. Vom Lineck sind Chloritoidschiefer mehrfach bekannt. Unter Zösenberg und östlich Stattegg finden sich in den Phylliten schmale Kalkbänder von zweierlei Art: graue, stark kristalline Kalklagen, die mit dem Phyllit durch Wechsellagerung verbunden sind oder von kalkreichem Phyllit begleitet werden; sie können sedimentär eingelagert sein, wie auch der Verfasser glaubt, es könnte aber auch tektonische Mischung vorliegen.¹⁾ Im Aussehen stehen sie den bekannten Crinoidenkalken aus den Taschenschiefern der Gegend um Peggau-Deutschfeित्रitz und anderer Orte sehr nahe.

Es kann dabei bemerkt werden, daß solche, den Taschenschiefern eingeschaltete Crinoidenkalkbänder für Schwinnners stratigraphische Gleichsetzung von Oberen und Unteren Schieferen nicht unübersteigliche Schwierigkeiten bereiten müssen.²⁾ Denn auch in Schieferen unter dem Schöcklkalk kommen Crinoidenkalkbänder in ganz ähnlichem Verbands mit den Schieferen vor (z. B. nächst dem Topenauer bei Waldstein).³⁾ Ob man nun solche Bänder für sedimentär eingeschaltet oder für Schuppen hält, man wird billigerweise bei beiden Schiefermassen die gleiche Auffassung anzuwenden haben. In der Alterstellung gibt ja auch Schwinnners Deutung einigen Spielraum und andererseits ist zu überlegen, ob nicht unter dem Begriffe „Untere Schiefer“ noch Verschiedenes vereinigt wird, so daß es in gleicher Stellung auch Schieferfolgen geben könnte, die den Taschenschiefern nicht vergleichbar sind (wie es z. B. für das Rade-gunder Kristallin hier zutrifft, wenn man die Unterschiede der Metamorphose nicht auf einen räumlich beschränkten Kristallisationshof bezieht).

Ein anderes sehr schmales Kalkband, wahrscheinlich auch sedimentär eingeschaltet, im Gehänge östlich Andritz-Ursprung besteht aus schwarzem, körneligem, ebenschiefrigem Kalk mit kleinen Lagen und Putzen von gelbem Karbonat. Es gleicht in allen Eigenschaften (mit Ausnahme stärkerer Schieferung) den fossilführenden Karbonalken der Dult⁴⁾ und von Rein,⁵⁾ und dieser Kalk ist daher für den Verfasser der Hauptgrund dafür, die Möglichkeit einer Vertretung von Karbon in einem Teile der Taschenschiefer nicht auszuschließen.

Vor drei Jahren habe ich versucht,⁶⁾ die Schwierigkeiten, die sich für Schwinnners Lösung aus der Stellung der Übergangsschichten ergeben, durch die Vorstellung zu beseitigen, daß in den tieferen Teilen der Taschen-

1) Siehe die Auseinandersetzung Schwinner-Mohr.

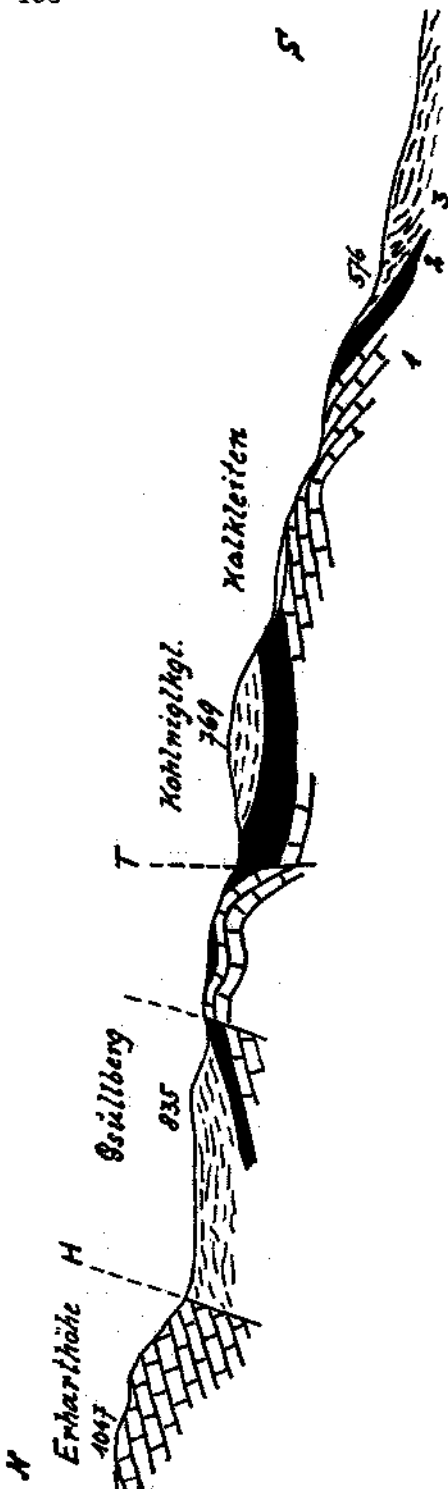
2) J. Stiny, Aufnahmebericht Blatt Bruck—Leoben. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1929.

3) Dargestellt auf den Karten von Tornquist (Das System der Blei-Zinkerkz-Pyritvererzung im Grazer Gebirge. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, 1930, 139. Bd.) und Wollak (Geologie der Blei-Zinklagerstätten im Paläozoikum von Graz. Berg- und Hüttenmänn. Jahrb. 1930, 78. Bd.); bei Waagen erscheinen an seiner Stelle bruchbegrenzte Schollen verschiedener Kalkgesteine.

4) F. Heritsch, Karbon in der Dult bei Gratwein. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1930.

5) F. Heritsch, l. c. (Caradoc, Mitteldevon und Karbon von Gratwein-Rein. Ebenda.

6) l. c. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1929.



Profil 9. Hauptkamm der südlichen Schöcklvonlagen; Profillänge etwa 4 km.
 1 = Schöcklkalk. 2 = Übergangsschichten. 3 = Taschenschiefer.

schiefer, in Analogie mit den Verhältnissen im Rannachgebiet, Karbon zu sehen sei. Die Schubfläche liege in den Taschenschiefern; die Übergangsschichten könnten in diesem Sinne als Transgressionsbildung der Taschenschiefer gedeutet werden. Es war schon damals nicht zu übersehen, daß sie ihrer Gesteinsart nach nur sehr schlecht ins Karbon passen, doch schien es die einzige Lösung zu sein. Heute ist mit der genaueren Untersuchung der Übergangsschichten diese Vorstellung unhaltbar und damit die Gleichsetzung der Taschenschiefer mit den Karbonschiefern über den Barrandschichten hinfällig geworden. Für die Abtrennung eines allfälligen karbonen Anteiles bleiben wieder nur die leidigen Gesteinsvergleiche.

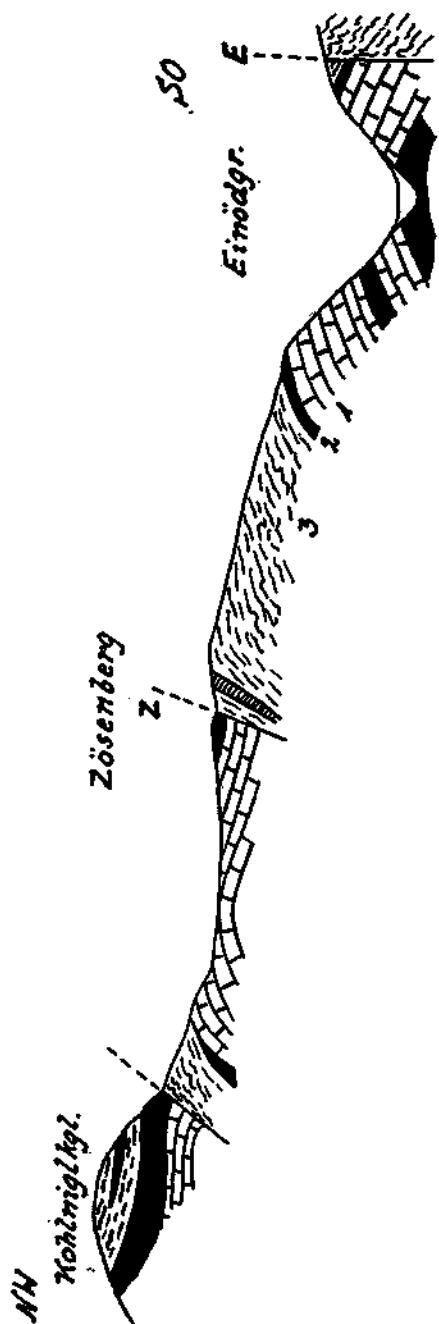
Tektonik. Wenn man ohne Überlegungen stratigraphischer Art an das Studium des Schöcklgebietes herantritt, so sieht man eine — stratigraphisch oder tektonisch — vorgegebene Schichtfolge (Grenzzone-Schöcklkalk-Übergangsschichten-Taschenschiefer) von einer verhältnismäßig einfachen Tektonik betroffen, die in erster Linie durch Brüche bestimmt ist. Das hat auf Grund der alten Stratigraphie bereits 1906 Heritsch erkannt, wenn er sagt:¹⁾ „Das maßgebende

¹⁾ F. Heritsch, Studien zur Tektonik der paläozoischen Ablagerungen des Grazer Beckens. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark 1905, 42. Bd.

Moment in der Tektonik unseres Paläozoikums sind große Brüche; vor ihnen tritt das Faltungsphänomen ganz zurück.“ Das Kartenbild der Brüche hat sich durch die Aufnahme natürlich gegenüber dieser Übersichtsdarstellung etwas verändert.

Die wichtigsten Verstellungen sind: Einmal ein Bruch, der die Tassenschiefer des Gsullberges gegen den Schöcklkalk der Erhartöhe, der ununterbrochen mit dem des Schöckl selbst zusammenhängt, tiefer stellt (Profil 9, Störung H) und der bei NO-Streichen steil gegen NW einfällt. Die Sprunghöhe ist hier mindestens etwa 200 m. Wahrscheinlich entspricht seiner nordöstlichen Fortsetzung eine kleine Verstellung, die in der Grenzzone am Römerweg nächst dem südlichen Klammgraben aufgeschlossen ist; die Verbindung ist in der Formung angedeutet. Die südwestliche Fortsetzung bleibt in Schöcklkalk unsicher. Man könnte die Störung „Himmelreichbruch“ nennen, nach der unter den Ausflüglern bekannten Örtlichkeit, wo sie am meisten in Erscheinung tritt.

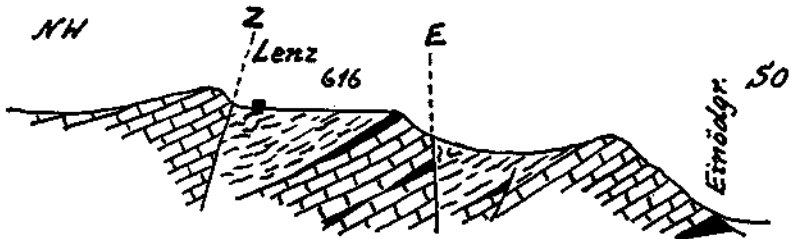
Eine zweite größere Störung ist die, der der Tränkgraben (westlich



Profil 10. Zösenberg; Länge etwa 2500 m; Zeichen wie bei 9.

Bachwirt) in seinem unteren Teile folgt; sie sei als „Tränkgrabenbruch“ (T der Profile 3, 9, 12) bezeichnet. Diese WNW-streichende Störung ver stellt hier die südliche Fortsetzung der Grenzzone des Gregerbauernprofils (1 und 2) um ihre ganze Mächtigkeit tiefer und schneidet auch das Fenster der Grenzzone im inneren Tränkgraben südlich ab (Profil 3). Der Ver stellungsbetrag wird gegen West geringer und im Sattel nördlich des Kohnigkogels (Profil 9) ist sie nur mehr eine entartete Flexur. Weiter war sie nicht verfolgbar.

Eine als „Zösenbergbruch“ (Z in Profil 10 und 11) bezeichnete Störung erscheint schon in dem entsprechenden Profil von Heritsch unter diesem Namen. Sie streicht O—W bei steilem Nordfallen, stellt wieder den Südflügel tiefer und erreicht im O-Hang des Zösenbergs eine saigere Sprung höhe von 150 m. Gegen West war auch dieser Bruch nicht weiter verfolgbar, müßte aber im Profil 9 noch südlich Kalkleiten durchstreichen, wo die Höhen lage der Übergangsschichten einer solchen Fortsetzung günstig ist.



Profil 11. Kamm östlich Zösenberg; Länge etwa 1200 m; Zeichen wie bei 9.

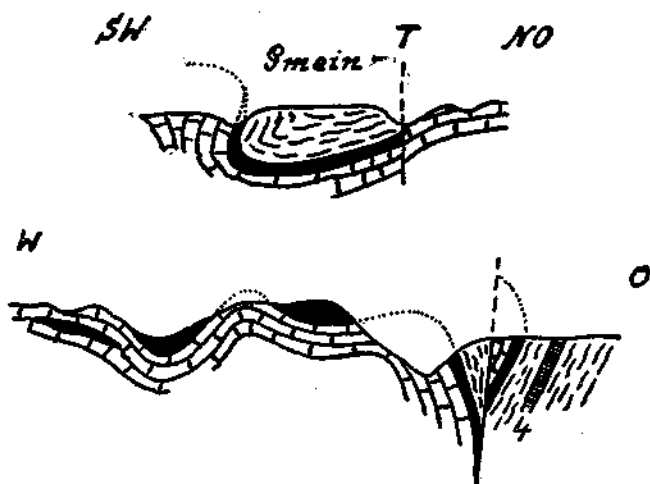
Der Bruch E („Einödgrabenbruch“) in Profil 10 ist eine Störung, die ebenfalls Heritsch in seinem Profil schon dargestellt und als Fortsetzung des Göstinger Bruches aufgefaßt hat. Diese Verbindung muß jetzt jedoch fallengelassen werden, denn der Bruch streicht NNO. Er bringt durch Tieferstellung des südöstlichen Flügels hinter den in zahlreichen Kalkbrüchen gewonnenen Schöcklkalken der ersten Enge des Einödgrabens plötzlich die Taschenschiefer in die Talsohle und verursacht dadurch eine auffallende Weitung des Grabens, die durch eine zweite Enge im wiederauftauchenden Schöcklkalk abgeschlossen wird. In einem verwachsenen Steinbruch hinter der Schmiede im Einödgraben sind die Schöcklkalke mitsamt eingeschuppten Gliedern der Übergangsschichten an dieser Störung wild verfalltet. Nach SW verliert sich die Störung in den Taschenschiefern des Linnecks, gegen NO erscheint sie in Profil 11 und wird später vom Tränkgrabenbruch abgeschnitten.

Neben den eben besprochenen erscheinen in den Profilen auch noch andere Störungen, die im Streichen nicht weiter verfolgbar waren. Auch im Schöcklkalkgebiet kennzeichnen plötzliche Steilstellungen der Schichten oder Zertrümmerungszonen, die mit Gräben zusammenfallen können, das Vorhandensein einer Bruchtektonik, die aber im einzelnen ohne viel unbeweisbare Verbindung nicht dargestellt werden kann. Bemerkenswert ist, daß an solchen steilstehenden Störungen einerseits nahe der Liegen grenze (Bereich des Novystein), andererseits auch in geschlossenen Schöckl-

kalk (Lichtenegger am Römerweg) schmale Vorkommen von Schichten der Grenzzone eingequetscht sein können.

Altersfolge und Richtung der Brüche hat sich bisher in unserem Gebiet nicht in ein strenges System bringen lassen; immerhin scheint der N—S streichende Leberbruch jünger zu sein als die anders streichenden des Schöcklgebietes, da diese im Rannachgebiet nicht wiederzufinden waren. Im Schöcklgebiet selbst scheinen Brüche mit einem Streichen nahe O—W jünger zu sein als solche mit einem Streichen nach NO.

Insgesamt erreichen die Brüche ein mit dem formenkundlichen Gesamtbild übereinstimmendes Absinken der Gesteine gegen Süd, wie es auf den Profilen 9, 10 und 11 gut zum Ausdruck kommt. Trotzdem aber werden die Brüche von einheitlichen Verebnungsflächen (z. B. Kalkleiten-Buch



Profil 12 und 13. Faltung der Schöcklkalkgrenze; 12 bei Gmein (Profillänge 900 m), 13 südlich Kalkleiten; Länge etwa 1500 m; Zeichen wie bei 9; 4 = Grünschiefer.

oder Zösenberg des Niveaus 700 m nach Heritsch)¹⁾ überschritten und wo alte Flächen an Bruchstörungen scharf abschneiden, scheint mehr der starke Unterschied der Ausräumbarkeit zwischen Schiefer und Kalk daran schuld zu sein als geringes Alter der Brüche.²⁾

In Profil 9 und 10 kommt neben der Bruchtektonik auch noch eine schwache Faltung der Folge Schöcklkalk-Übergangsschichten-Taschenschiefer zum Ausdruck; ihr Ausmaß ist hier, und im bearbeiteten Gebiet überhaupt, ganz gering, denn die Schnitte 12 und 13 geben bereits die lebhaftesten beobachteten Faltungen wieder. Profil 13 ist normal auf das allgemeine gegen Süd gerichtete Abswingen der Schichten durch den Südhang von Kalkleiten und Zösenberg gelegt. Zonen lebhafter Kleinfaltung trifft man in den Taschenschiefern, und zwar oft in der Nähe von Bruchstörungen oder an der Liegendgrenze.

¹⁾ Geologie der Steiermark.

²⁾ Neuerdings ist es hingegen auch in unserem Gebiete sicher geworden, daß noch erhaltene Formelemente mehrfach von solchen Brüchen zerrissen wurden.

Ein gleichmäßiges Streichen ist für die Faltung im Schöcklgebiet nicht anzugeben, Richtungen in den Quadranten um N—S erscheinen aber häufiger als solche um O—W, ebenso wie in der Grenzzone. Andererseits bemerkt man wiederholt eine gewisse Abhängigkeit des Streichens und der Falten von benachbarten Bruchstörungen, oder besser, ein Ineinandergreifen von biegender und brechendem Bau (Profile 9, 10, 12, 13). Auch ohne die Gleichzeitigkeit im einzelnen belegen zu können, wird man die Tektonik als Bruchfaltung bezeichnen können. Der Anteil der Tektonik, der die fertige Schichtfolge Schöcklkalk-Übergangsschichten-Taschenschiefer, also die Folge im Sinne der alten Stratigraphie, betroffen hat, ist germanotyp.¹⁾

Mit der Auflösung dieser germanotypen Tektonik ist die Leistungsfähigkeit der „alten Stratigraphie“ für die Erkennung des Baues im Schöcklgebiet erschöpft. Denn sie liefert keinerlei stratigraphische Anhaltspunkte mehr für die Erklärung der tektonischen Erscheinungen, die von dem besprochenen Bruchfaltenbau abgetrennt werden müssen und die mit Sicherheit auf eine frühere alpinotype Tektonik²⁾ hinweisen. Es sind das vor allem die auf Umfaltung zurückgehende Bänderung des Schöcklkalkes, der teilweise auch die Kalkmasse mitergreifende Schuppenbau der Grenzzone und die starken Mächtigkeitsschwankungen aller Schichtglieder. Die ganze darin abgebildete Schubtektonik müßte ohne Störung der stratigraphischen Folge vor sich gegangen sein.

Oben konnte für die Grenzzone darauf hingewiesen werden, daß bei dem beobachteten Ausmaß von Schuppung und Durchbewegung der Gesteine auf die Erhaltung stratigraphischer Verbände nicht mehr gerechnet werden kann. Das trifft auch für die Verbände zu, die heute als Wechselagerungen erscheinen, da auch diese tektonisch gedeutet werden könnten. Der Übergang vom Schöcklkalk im Taschenschiefer durch Wechselagerung ist also nicht unbedingt beweiskräftig für einen stratigraphischen Verband.

Ein gewichtigerer Beleg für die Erhaltung der ursprünglichen Schichtfolge im großen, wenn auch nicht des ursprünglichen Verbandes zwischen Schöcklkalk und Taschenschiefer, liegt in der Regelmäßigkeit der Einschaltung der Übergangsschichten zwischen beide, wie aus dem folgenden zu ersehen.

Nach der oben gegebenen Beschreibung können die Übergangsschichten nicht als tektonische Produkte an einer Bewegungshahn betrachtet werden, sondern sie müssen schon als Sedimente von Schöcklkalk und Taschenschiefern trennbar gewesen sein. Aus der Gesteins- und Seriengleichheit mit der Grenzzone im Liegenden des Schöcklkalkes ist mangels anderer vergleichbarer und stratigraphisch ungefähr sichergestellter

¹⁾ Bereits in der „Vergleichenden Tektonik“ werden von Stille jüngere Strukturen im Grazer Becken als germanotyp bezeichnet. Der hier besprochene Ban kann im wesentlichen in die Steirische Phase eingeordnet werden (E. Clar, Über das Alter und die formenkundliche Stellung der Eggenberger Breccie bei Graz; Anzeiger der Akademie der Wissenschaften in Wien vom 23. Februar 1933).

²⁾ Es ist sicher, daß zwischen beiden eine bedeutende Zeitspanne liegt; beide Bautypen sind sehr rein ausgeprägt und als Äußerungen verschiedener Gebirgsbildungen durch keine Übergänge verbunden.

Ablagerungen als derzeit allein folgerichtige Deutung auch die stratigraphische Gleichsetzung mit der Grenzzone vorzunehmen.

Die alte Schichtfolge im Schöcklgebiet ist dann umgedeutet: Zutiefst Radegunder Kristallin, im N und NW die Unteren Schiefer als Phyllite unbestimmten Alters, die am Ostrand (anscheinend tektonisch) fehlen. Drüber die Grenzzone mit Vertretern des untersten Unterdevon, des hohen Obersilurs und vielleicht noch tieferer Glieder. Dann der Schöcklkalk als tektonische Fazies unter- und vielleicht auch mitteldevonischer Kalke, die Übergangsschichten als volles Äquivalent der Grenzzone und darüber wieder Phyllite unbestimmten Alters, die Hauptmasse der Taschenschiefer.

Von unten her ist das bis in den Schöcklkalk hinein eine zwar stark gestörte, aber den größeren Komplexen nach noch normale Schichtfolge, und es ist nur billig, dieselbe Deutung auch derselben Folge in inverser Lagerung zu geben.

Der Schöcklkalk wird dadurch zu einem umgelegten und überfahrenen Muldenkern, die Übergangsschichten zum inversen Gegenflügel der Grenzzone, die Taschenschiefer zu dem der Unteren Schiefer, also wieder zu ihrem Äquivalent wie in der ursprünglichen Deutung von Schwinner. Ein aufrechter Schubmassenbau müßte im Hangenden der Übergangsschichten Barrandeikalke erscheinen lassen, wie in der Rannachdecke, und im Liegenden wohl noch Schieferfetzen.

Durch diese Deutung wird das Durchlegen einer Schubmassengrenze zwischen Schöcklkalk und Übergangsschichten oder zwischen diese und die Taschenschiefer unnötig, dafür aber werden die letzteren, ihrem gesteinskundlichen Aufbau entsprechend, als Bewegungshorizont größeren Ausmaßes gekennzeichnet.

Weiter im Norden, wo ja Schwinner's Ergebnisse begründet wurden, fehlen die Übergangsschichten oder kommen nur in kurzen Schuppen vor, der symmetrische Muldenbau ist verlorengegangen und deshalb ist hier mit einem aufrechten Schubmassenbau das Auslangen zu finden. Im Rahmen weiterer Gebiete des Grazer Paläozoikums hat der Schöckl eine Art Ausnahmstellung durch die Regelmäßigkeit der Übergangsschichten, und sein Muldenbau hat von einem weiteren Gesichtspunkte aus nur den Charakter einer faltenden Aufschleppung des tieferen Untergrundes, die eine Annäherung an den synklinalen Schluß des tiefsten Stockwerkes anzeigt. Die Hochschaltung der Rannachdecke wäre demnach entweder eine aus Auffaltung entwickelte Überschiebung oder eine Überschiebung mit synklinaler Aufschleppung des Überfahrenen, und die nördlich gelegenen, vereinzelt Schuppen der Übergangsschichten an der Grenze Schöcklkalk Taschenschiefer markieren einen verquetschten Mittelschenkel im alten Sinne.

Die Deutung des südlichen Schöcklgebietes als flachgepreßte, überfahrene Mulde läßt auch die Mächtigkeitsverhältnisse des Schöcklkalkes in diesem Bereiche in neuem Licht erscheinen. Im Gipfelgebiet erreicht der Schöcklkalk bei flacher Lagerung der Masse als Ganzes eine (sicher tektonische) saigere Mächtigkeit von 300 bis 500 m, während sie im Bereich des Einödgrabens auf insgesamt etwa 150 m, bei Maria-Trost wohl auf unter 100 m zurückgeht; die Mächtigkeit nimmt mit dem Deutlichwerden des Muldenbaues ab.

Hier hat die heftige Faltung und Plättung die auch gegenüber anderen Schöcklkalken besonders prächtigen Bänderkalke¹⁾ geschaffen, wie sie sich im bekannten Kollermichlsteinbruch bei Maria-Trost finden; und während sonst Schuppen und Bänder von Gesteinen der Übergangsschichten in der Masse des Schöcklkalkes fast gänzlich fehlen und mengenmäßig gar keine Rolle spielen, teilen ihn hier im Süden, im Einödgraben, solche mehrfach (Profil 10 ist vereinfacht). Gesteine der Übergangsschichten oder der Grenzzone — welches von beiden läßt sich petrographisch im einzelnen nicht entscheiden — erscheinen in vier, durch Schöcklkalk getrennten Horizonten (Karte); das tiefste, fensterartig auftauchende Band hat wahrscheinlich bereits die Stellung der Grenzzone, das höchste die der Übergangsschichten, die beiden mittleren sind an drei Stellen von Phyllit begleitet, der aus der Masse der heutigen Taschenschiefer abgeleitet werden muß. Durch diese Phyllitbegleitung ist auch erwiesen, daß diese Kalkschiefer- und Dolomitsandsteinbänder nicht stratigraphisch eingelagert, sondern bei der Überfahung des Schöcklkalkes eingeschuppt sind.

Im Rahmen des ganzen Gebietes erkennt man aus dieser tektonischen Zerschätzung, daß sich die Masse des Schöcklkalkes hier gegen Süd (oder Südost?) ihrem tektonischen Ende durch synklinalen Schluß und Verschuppung nähert.

Auch die Mächtigkeiten der Taschenschiefer fügen sich gut in das gegebene Bild. Diese Schiefer sind nach Schwinner im Süden am mächtigsten und nehmen gegen Nord zusehends an Mächtigkeit ab, verhalten sich also gerade umgekehrt wie der Schöcklkalk; das wird aus ihrer (sinngemäß anzunehmenden) ersten Anlage als Sattel oder ihrer Deutung als antiklinal aufgeschleppter Keil der Unterlage verständlich.

Zusammenfassung.

An Hand von Profilen wird vor allem der Aufbau der „Grenzzone“ im Liegenden des Schöcklkalkes und der Übergangsschichten in seinem Hangend geschildert und zwischen beiden im Gesteinsbestand weitgehende Übereinstimmung gefunden. Nach einem Fossilfund und Gesteinsvergleichen sind in beiden am wahrscheinlichsten lediglich tiefere Stufen des Grazer Paläozoikums (unter Barrandeikalken) in starker Verschuppung zu sehen.

Auf dieser Grundlage und aus dem devonischen Alter des Schöcklkalkes ergibt sich für das Schöcklgebiet ein liegender Muldenbau durch synklinale Aufschleppung dieses im Zuge der Überschiebungstektonik überfahrenen tiefsten Stockwerkes des Grazer Paläozoikums. Der Schöcklkalk ist hier mit den Taschenschiefern in inverser Folge stratigraphisch verbunden und letztere bleiben wie bei Schwinner höhergeschaltete Äquivalente der unteren Schiefer. Die Möglichkeit einer Mitverschuppung von Karbon in den Taschenschiefern wird aufrechterhalten.

Scharf abtrennbar von diesen größeren Bewegungen ist eine jüngere, germanotype Bruchfaltentektonik, die ein Absinken gegen Süd bewirkt.

¹⁾ E. Clar, Zum Kapitel Lösungsumsatz in Kalken; Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Petrographie, Beil.-Bd. 60, B, 1928.

Beiträge zur Geologie des Rätikons.

Von Otto Ampferer.

Mit 24 Zeichnungen.

Die geologische Erforschung des Rätikons ist in den letzten Jahren vor allem durch die Aufnahmsarbeit einer Reihe von jungen Schweizer Geologen zu einem gewissen Abschluß gebracht worden.

Jedenfalls ist dadurch das Rätikon Gebirge in das Bild der Deckentektonik eingefügt worden, welche zur Zeit in der Schweiz die Vorherrschaft führt.

Bei dieser Neuaufnahme des Rätikons sind zahlreiche wichtige Beobachtungen gemacht worden, welche unsere Kenntnisse von diesem schönen und eigenartigen Gebirge wesentlich vermehrt und vertieft haben.

Wie es wohl nicht anders möglich war, sind durch die Arbeit der Schweizer Geologen vor allem die Anschlüsse an die Geologie der benachbarten Schweiz besonders sorgfältig behandelt worden. So ist durch die Vorarbeit der Schweizer Geologen für meine nun in Gang befindliche Aufnahme des Rätikon Gebirges im Rahmen der Herausgabe der beiden Kartenblätter „Stuben und Bludenz“ eine große Erleichterung geschaffen worden.

Dadurch wurde es mir auch möglich, einer Reihe von Fragestellungen nachzugehen, welche von meinen Vorgängern entweder gar nicht oder doch nicht erschöpfend beantwortet worden sind.

Über meine Aufnahmen vom Jahre 1931 ist bereits in diesem Jahrbuch ein Bericht unter dem Titel „Zur Großtektonik von Vorarlberg“ erschienen.

Über die Fortsetzung dieser Aufnahmen im Jahre 1932 soll nun die folgende Abhandlung Nachricht geben.

Bei dieser Gelegenheit ist es mir auch möglich, einige Irrtümer des ersten Berichtes zu beseitigen.

Südlich von Schruns erhebt sich über kristallinem Sockel die kleine, aber kühn geformte Mittagspitze, 2199 m.

Dieselbe besteht in der Hauptsache aus ziemlich flach gelagertem Hauptdolomit. Derselbe wird an der Südseite von gelben Rauhacken und Buntsandstein unterlagert, während sich an der Nordseite Kössener Schichten — Fleckenmergel und Jurahornsteinkalke — darüberlegen.

Wie das beiliegende Profil Fig. 1 zeigt, kann man nur mit der nötigen Phantasie aus den Angaben der Natur eine verkümmerte und sehr unvollständige Muldenform herauslesen.

Das Streichen der Hauptbestandteile ist dabei ungefähr O—W und leitet aus dem Gampadelztal im O in das Gauertal im W hinüber.

Im Einschnitte des Gampadelztales endet die Zone der Mittagspitze ganz scharf und plötzlich. Auf dem jenseitigen Talhange herrscht nur mehr Kristallin der Silvretta.

Dieses schroffe Endigen der Zone der Mittagspitze wird auch durch den Austritt von mächtigen Quellen in der Sohle des Gampadelztales betont. Genau am Ende der Mittagspitzen-Zone entspringt hier in einer Höhe von zirka 1100 m die sogenannte Lederer Quelle mit einer Wasserführung von zirka 350 Sekundenliter und großer Jahreskonstanz. Heute wird diese Quelle eingefangen und zu dem Staubecken auf der Terrasse von Bitschweil geleitet, von wo ihre Gewässer dann ins Montafontal niederstürzen und das Gampadelzwerk betreiben.

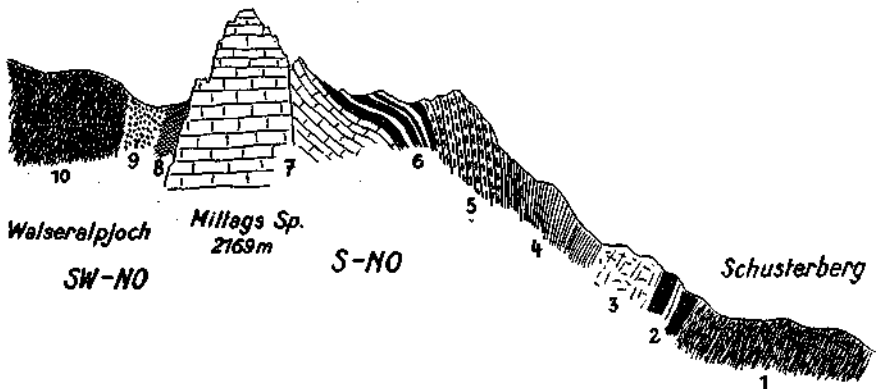


Fig. 1.

1 = Kristallin. 2 = Partnachschiefer. 3 = Hauptdolomit — zertrümmert. 4 = Fleckenmergel, 5 = Hornsteinkalke. 6 = Kössener Schichten. 7 = Hauptdolomit — gut geschichtet. 8 = gelbe Raubwacken. 9 = weinroter Buntsandstein und Verrucano. 10 = Kristallin.

Wie aus der reichen Wasserspende hervorgeht, bildet die Lederer Quelle wohl die Hauptentwässerung der ganzen Mittagspitzen-Zone und beweist dadurch auch die gegen O zu sinkende Sohle dieser Muldenzone. Interessant ist aber, daß wenig nördlich und etwas tiefer von den Lederer Quellen eine ganz kleine und wenig ergiebige Schwefelquelle austritt, welche in älterer Zeit hier als Heilquelle benutzt worden ist. Derzeit ist aber die ganze Badeanlage verfallen.

Herr Professor H. Schardt hat bei der geologischen Begutachtung des Baues des Gampadelzwerkes das Auftreten der mächtigen Lederer Quellen mit Auslaugungen eines großen, unterirdischen Gipslagers unter der Mittagspitze in Verbindung gebracht, weil er den hohen Schwefelgehalt der kleinen Heilquelle irrtümlich auf die große Lederer Quelle übertragen hatte.

Er rechnete aus dem Schwefelgehalt der Heilquelle auf eine Auslaugung der Lederer Quelle im Jahresbetrag von etwa 3540 m³ Gips. Eine solche Auslaugung müßte zu gewaltigen Einstürzen führen, die hier nicht vorhanden sind.

Die Heilquelle, welche sehr wahrscheinlich aus einem kleineren Gipslager abstammt, kann mit ihrer höchst bescheidenen Wasserführung natürlich keine großen Hohlräume schaffen.

Lederer Quelle und Heilquelle sind trotz ihrer Nachbarschaft doch voneinander unabhängig. Zu dem Besitzstand der Mittagspitze gehört über der normalen Serie noch eine ziemlich mächtige Breccie, welche südlich von der Alpilla Alpe eine große Felswand aufbaut.

Das Profil — Fig. 2 — gibt die räumliche Einordnung dieser Breccie wieder.

Die Alpilla Alpe — 1693 m — liegt in einer tiefen Mulde an der Nordwestseite der Mittagspitze auf Moränen der Schlußvereisung.

Westlich von der Alpe gibt das Profil — Fig. 2 — die geologischen Aufschlüsse wieder. Über Sandsteinen und Rauhwaren der Raibler Schichten liegt eine größere Masse von Hauptdolomit, die einen vorspringenden Felskopf bildet. In der Furche südlich dieses Felskopfes liegen Liasfleckenmergel und darüber die schon erwähnte bunte Breccie.

Die Breccie überlagert also die Fleckenmergel. Die Breccie selbst tritt in dicken, flach geschichteten Bänken auf. Aus ihrer Steilwand ist ein kleiner Bergsturz losgebrochen, dessen Blockwerk in dem Kessel der Alpilla Alpe liegt.

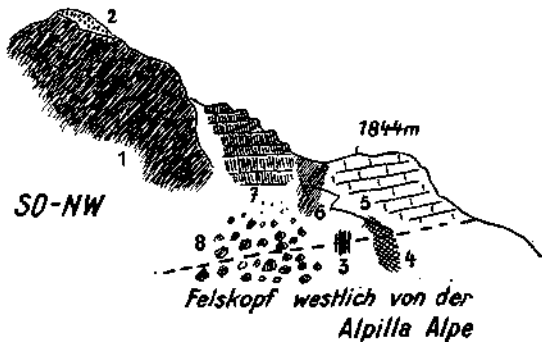


Fig. 2.

1 = Kristallin. 2 = Verrucano — Buntsandstein. 3 = Sandsteine der Raibler Schichten. 4 = Rauhwaren. 5 = Hauptdolomit. 6 = Fleckenmergel. 7 = dickbankige Breccie, Gosaubreccie. 8 = Blöcke von 7

Die Breccie ist mit kalkigem Bindemittel fest zementiert, welches die verschiedenen Brocken dicht umschließt.

Wir finden bei der Musterung der Komponenten lauter eckige Stücke von Hornsteinkalk, Fleckenmergel fossilreichen Kössener Schichten, Hauptdolomit, Verrucano und Kristallin.

Besonders auffallend sind die fossilreichen Kalke der Kössener Schichten.

Alle aufgezählten Komponenten sind noch heute in der Umgebung der Alpilla Alpe im Anstehenden vorhanden.

Wir haben also eine lokale Schuttbildung vor uns.

Die Lagerung dieser Breccie beweist des weiteren, daß dieselbe keine starke tektonische Beanspruchung erlitten hat.

Das Vorkommen dieser Breccie erinnert sehr an Gosauablagerungen, wie wir solche ja am ganzen Südsaum der Lechtaler Alpen nachgewiesen haben (Eisenspitzebreccien).

Die Lage und Zusammensetzung dieser Breccie beweist, daß ihrer Bildung eine tiefgreifende Erosion vorausgegangen ist.

Wir werden im folgenden zeigen, daß diese Art von Breccie im Rätikon Gebirge noch eine weitere Verbreitung besitzt.

Wie wir schon erwähnt haben, endigt die Zone der Mittagspitze ganz schroff und plötzlich in der Sohle des Gampadelztales.

Das Gampadelztal mündet genau südlich von Schruns ins Montafontal. Es zieht sich vom Montafontal in fast gerader südlicher Richtung bis zur Höhe des Plassegg Passes — 2356 m — empor.

Auf seiner Ostseite herrschen die kristallinen Gesteine der Silvretta-masse in einheitlicher und geschlossener Form.

Auf seiner Westseite treffen wir eine ganze Reihe von verschiedenen Gesteinszonen des Rätikon Gebirges, welche alle hier entweder ihr Ende finden oder aus ihrer mehr ostwestlichen Streichrichtung scharf gegen S zu abbiegen. Wir haben hier von N gegen S zuerst die Zone der Mittagspitze, dann den Amphibolitzug von Schwarzhorn—Seehorn, die Flyschzone der Tilisuna Alpe und die Sulzfluhkalkzone der Weißplatte.

Es ist von Interesse, das Verhalten dieser einzelnen Zonen des Rätikon Gebirges zu beiden Seiten des Gampadelztales näher zu verfolgen, weil sich daran auch weiter ausgreifende Folgerungen des Gebirgsbaues knüpfen.

Die Kartierung des Gebietes ist zuletzt von A. Stahel besorgt worden, und seine Aufnahme hat sich bei meinen Arbeiten als gute Grundlage bewährt, der ich nur noch Kleinigkeiten zufügen konnte.

Die Zone der Mittagspitze endet also an dem tiefen Einschnitt des Gampadelztales und findet in ihrer Streichrichtung keine Fortsetzung. Wohl aber stellen sich dann weiter oben im Gampadelztale, etwa von 1500 m aufwärts, sowohl an der Ost- als auch an der Westseite des Tales eine ganze Reihe von Gesteinsschollen ein, welche wir bereits im Besitzstand der Mittagspitze kennengelernt haben.

Aus diesem Grunde hat W. von Seidlitz bereits vor längerer Zeit die Ansicht ausgesprochen, daß diese Schollen des oberen Gampadelztales eine Fortsetzung der Mulde der Mittagspitze in südlicher Richtung darstellen.

Diese Meinung ist dann später von W. Häfner und A. Stahel als eine unmögliche Konstruktion zurückgewiesen worden.

Dagegen hat M. Richter die Richtigkeit dieser Beziehung wieder anerkannt.

Man darf die hier vorliegende Frage zunächst nicht dadurch verwirren, daß man sich an die Vorstellung einer Mulde der Mittagspitze klammert. Wie wir schon vorgeführt haben, besteht ja die Mittagspitzen-Zone gar nicht aus einer typischen Mulde.

Es ist daher besser, statt von einer Mittagspitzen-Mulde nur von einer Mittagspitzen-Zone zu sprechen. Man schaltet dadurch wirklich nur Mißverständnisse aus.

Wir legen nun in Bild und Wort die wichtigsten hierher gehörigen Beobachtungen vor. Während die Mittagspitze eine hochaufragende freie Säule von Hauptdolomit vorstellt, bilden die Dolomitlinsen des oberen Gampadelztales nur mehr untergeordnete Felsstufen, welche von dem steilen und hohen Kristallin des Gweiljoches mächtig überragt werden.

Fig. 3 bringt dieses Lagerungsverhältnis klar zum Ausdruck. Dasselbe beweist, daß die Gneismasse des Gweiljoches von O her über die Schollen des Gampadelztales vorgeschoben, die Mittagspitze aber von dieser Überschiebung nicht mehr erreicht wurde.

Während also die Mittagspitze von der Gneismasse des Gweiljoches nicht mehr überwältigt wurde, sind die Schollen des oberen Gampadelztales noch unter diese Walze hineingeraten.

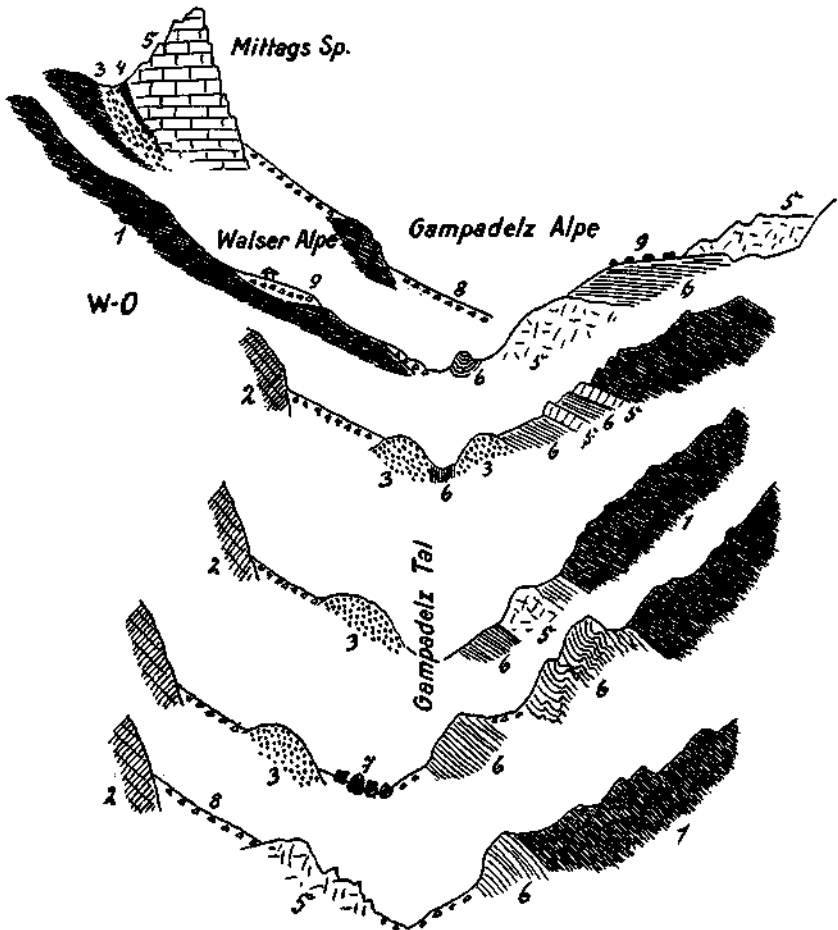


Fig. 3.

1 = Kristallin der Silvrettamasse. 2 = Diorit-Amphibolit. 3 = Verrucano-Buntsandstein.
 4 = Rauhacken. 5 = Hauptdolomit. 6 = Fleckenmergel und Hornsteinkalke. 7 = Blöcke von
 Gosaubrecce. 8 = Schutthalden. 9 = Moränen bei der Walser Alpe und erratische Blöcke östlich der
 Gampadelz Alpe.

Wir verstehen nun die Eigenart des Gampadelztales. Dasselbe verläuft gerade am Rande der Überschiebung der großen Masse, welche hier unter ihrer Wucht und Schwere die Schollen zerrissen, ausgewalzt und völlig überwältigt hat. Wenn wir nun die so überwältigten Schollen näher betrachten, so finden wir, daß sich am Aufbau derselben dem Alternach Verrucano-, Buntsandstein-, Hauptdolomit-, Fleckenmergel-, Jura-hornsteinkalke und vor allem auch die schon erwähnten Breccien der Alpilla Alpe beteiligen.

Eine muldenförmige Lagerung ist nicht vorhanden. Vielmehr liegt eine oft mehrfache Verschuppung der Gesteine vor.

Auffallend ist dabei die zumeist flache Lagerung der einzelnen Schichten.

Die Gosaubreccien sind auch hier sehr dickbankig entwickelt und zeigen dieselbe Ausbildung wie bei der Alpilla Alpe an der Mittagsspitze. Auch hier haben sie einen Bergsturz geliefert, der mit seinen riesigen Blöcken eine kleine Stufung im Gampadelztale hervorgerufen hat.

Wenn man die Gleichheit der Gesteine der Mittagsspitzen-Zone mit den Gesteinen der Schollen im oberen Gampadelztale betrachtet, so kann man wohl nicht zweifeln, daß dieselben eng zusammengehören.

Die Schweizer Geologen gingen bei ihrer Abtrennung dieser Schollen von der Mittagsspitze von der Überlegung aus, daß die Schichten der Mittagsspitze auf dem Kristallin der Silvretta liegen, die Schichten der Gampadelz Schollen aber von dem Kristallin der Silvretta überschoben sind.

In Wirklichkeit liegen aber die Schichten der Mittagsspitze nicht auf demselben Kristallin. Die Schubmasse der Gneise des Gweiljoches hätte bei einem weiteren Vorstoße gegen W auch die Mittagsspitze unter ihrer Walze begraben.

Der kristalline Sockel der Mittagsspitze gehört zu einer anderen Schuppe des Silvretta Kristallins als die Schubmasse des Gweiljoches.

Wir haben es also hier mit zwei verschiedenen kristallinen Schubmassen zu tun, und das Rätsel der Lagerung der Mittagsspitze und der Schollen hat sich sehr einfach gelöst. Die untere kristalline Schubmasse trägt die auflagernden Trias-Jura-Kreide-Sedimente.

Diese untere Schubmasse wird von O her von einer höheren kristallinen Schubmasse überschoben. Dieselbe hat die Trias-Jura-Kreide-Sedimente der tieferen Schubmasse teilweise überwältigt.

Ihr Rand verläuft parallel mit dem Gampadelztal. Was östlich von dieser Talfurche war, wurde von der höheren Schubmasse überwältigt, was westlich davon lag, blieb von dieser Unterdrückung frei.

Es ist nun sehr beachtenswert, daß sich der Rand dieser oberen kristallinen Schubmasse durch eine riesige Unterdrückung der überfahrenen Schichten bemerkbar macht.

Die schroffe Abnahme der Mächtigkeit der Zone der Mittagsspitze haben wir schon mehrmals betont. Ebenso schroff wirkt sich diese Abnahme aber auch an dem Amphibolit von Schwarzhorn—Seehorn aus.

Dasselbe Verhältnis tritt aber auch weiter an der Flyschzone der Tilisuna Alpe und an dem Sulzfluhkalk der Weißplatte zutage.

Alle diese Zonen treten von W her mit breiten, hohen Gesteinsmassen an den Rand der kristallinen Schubmasse heran und werden hier plötzlich aufs schärfste erniedrigt.

Fig. 4 legt diese Beobachtungen entlang des Einschnittes des Gampadelztales im Schema vor. Die Abnahme der Mächtigkeiten dieser unter sich ja sehr verschiedenen Zonen ist außerordentlich stark.

Man hat zur Erklärung hier zwei offene Wege vor sich liegen.

Die große Abnahme der Mächtigkeit kann zur Hauptsache in der Gewalt der vordringenden Schubmasse begründet sein.

Wenn dies aber der Fall ist, so muß sich vor der Stirne der Schubmasse eine der Ausdünnung entsprechende Verdickung befinden.

Dieses Verhältnis von Ausdünnung unter der Schubmasse und Aufwulstung vor der Stirne der Schubmasse ist geometrisch fest bedingt.

Wir finden nun hier entlang des Einschnittes des Gampadelztales auf der Ostseite unter der kristallinen Schubmasse tatsächlich zerrissene und zerdrückte Schollen und auf der Westseite mächtige, stolze, freie Schichtzonen, die 600—1000 m höher aufragen.

Wenn wir aber die einzelnen Zonen an ihrem Abbruche gegen das Gampadelztal genauer untersuchen, so haben wir den Eindruck, daß

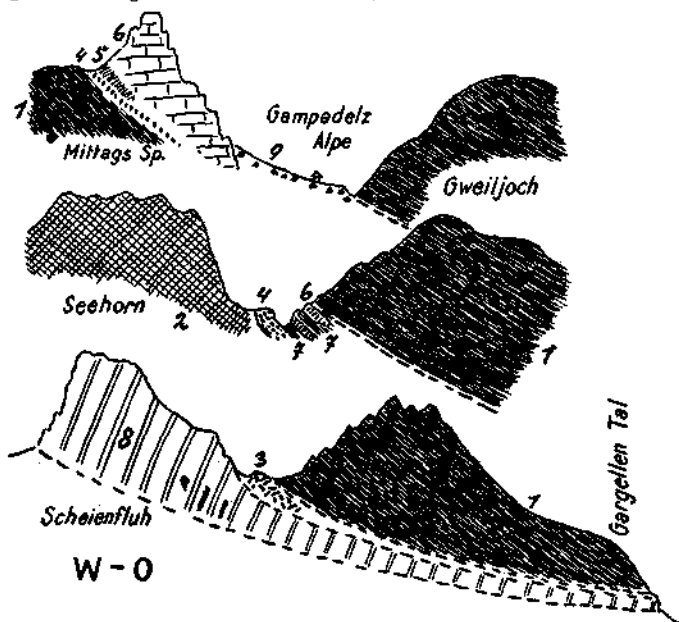


Fig. 4.

1 = Kristallin. 2 = Diorit-Amphibolit. 3 = grüner Gneis. 4 = Verrucano-Buntsandstein. 5 = Raubwacken. 6 = Hauptdolomit. 7 = Fleckenmergel. 8 = Sulzfuhkalk. 9 = Schutthalden.

sich diese große Mächtigkeitsschwankung nicht auf die Formel von Auswulzung und Anschoppung bringen läßt. Man hat vielmehr den Eindruck, daß diese so auffallende Abnahme der Mächtigkeiten eher als ein Werk einer älteren Erosion aufzufassen ist.

Wir haben schon bei der Beschreibung der Breccie der Alpilla Alpe hervorgehoben, daß der Ablagerung derselben eine tiefeingreifende Erosion vorausgegangen sein muß.

Diese Breccie legt sich ja im N auf Liasfleckenmergel, im S auf die Gneise des Walseralpjoches.

Dieselbe Breccie treffen wir nun aber auch in der Sohle des tief eingeschnittenen Gampadelztales, u. zw. gerade am Steilabfalle des Amphibolites des Seehorns.

Wir begegnen hier den in Fig. 5 dargestellten Verknüpfungen unserer Breccie mit ihren Nachbargesteinen. Die Unterlage der Breccie bilden auch hier Liasfleckenmergel. Daneben treten aber Schollen von Hauptdolomit und vor allem von Buntsandstein und Verrucano auf. Die

Schichtstellungen sind auch hier ziemlich flach. Es fehlen auch wilde Verknetungen der weichen Fleckenmergel mit den harten Schollen von Hauptdolomit und Verrucano.

Wenn man bedenkt, daß diese Aufschlüsse von Fig. 5 in der Tiefe des Gampadelztales bei etwa 1800 m Höhe liegen und knapp darüber die schroffe Wand des Seehorn-Amphibolits bis 2344 m und jenseits der Steilhang der Silvretta Gneise des Gweiljoches bis 2408 m aufsteigen, so wird man eine tektonische Deutung der Mächtigkeitsabnahme nicht für wahrscheinlich halten.

Offenbar haben wir hier einen alten Erosionseinschnitt vor uns, in dem bereits die Breccien der Gosauzeit zur Ablagerung gekommen sind.

Der Anschub der Gneismasse des Gweiljoches ist natürlich ein wesentlich jüngeres Ereignis.

Dieser Befund ist für die ganze Auffassung der Tektonik des Rätikon Gebirges von Bedeutung. Wir halten also fest, daß in der Tiefe des

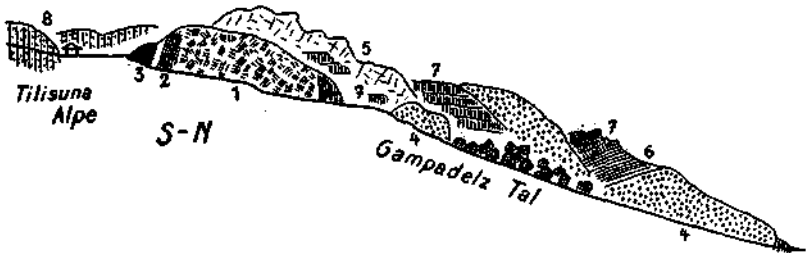


Fig. 5.

1 = grüner Gneis. 2 = verschieferter Gneis sowie Amphibolit Breccie. 3 = Serpentin. 4 = Verrucano-Quarzit. 5 = Hauptdolomit. 6 = Fleckenmergel. 7 = dickbankige Gosaubreccie. 8 = Kreideflysch.

Gampadelztales zwischen dem Steilabsturze der Amphibolitmasse des Seehorns und der Silvretta Gneis-Schubmasse des Gweiljoches sich ein Streifen derselben Breccien befindet, welche wir zuerst von der Alpilla Alpe unter der Mittagsspitze beschrieben haben. Wahrscheinlich handelt es sich um Gosaubreccien, die sich hier in tiefen, alten Erosionsrinnen noch erhalten haben.

Im Einverständnis mit diesem Befunde einer tiefgreifenden alten Erosion erscheint es also weiter auch wahrscheinlich, daß die Steilenden der Mittagsspitzen-Zone, Amphibolit-Zone, Flysch-Zone und Sulzfluh-Zone keine Gebilde der Tektonik, sondern solche der Erosion vorstellen.

Wir werden weiter westlich im Rätikongebirge noch mehrfach ähnlichen Spuren einer alten und tiefgreifenden Erosion begegnen.

Steigen wir weiter im Gampadelz tal aufwärts, so erreichen wir bei der Tilisuna Alpe das Ostende der Flysch-Zone, welche aus dem Gauer tal über den Verspalengrat und die Tilisuna Hütte hierher zieht.

Diese Flysch-Zone (Saluverkreide nach A. Stahel) fällt vor allem durch ihre ganz unversehrten Mergel-Sandstein- und Breccienplatten auf. Die Zone kann keine scharfe Durchbewegung erlitten haben.

Dieselbe endigt in voller Breite bei der Tilisuna Alpe. An ihrer Nordseite wird sie von einem Streifen von Serpentin begleitet, der mit Schollen von Dolomit verknetet ist.

An ihrer Südseite stellen sich ebenfalls mechanisch scharf bearbeitete Gesteinsstreifen — Verrucano, Triaskalke, Rauhwacken, Radiolarite, Aptychenkalke — ein.

Um so auffallender nimmt sich zwischen diesen schwer strapazierten Gesteinsstreifen der unversehrte Kreideflyschstreifen aus.

Wahrscheinlich ist dieser Kreideflyschstreifen auch jünger als die mächtige S→N-Tektonik des Rätikon's und daher so wenig durchgearbeitet.

Im S des eben besprochenen Kreideflysches der Tilisuna Alpe erhebt sich dann das breite, bleiche Kalkgerüst der Weißplatte (2634 m). Dasselbe besteht zur Hauptsache aus dem bekannten tithonischen Sulzfluhkalk mit nur geringfügigen Einschaltungen und Auflagerungen von Couches rouges.

Bei der Betrachtung der großen Kalkmasse der Weißplatte fällt vor allem ihr merkwürdig ausgezackter Ostrand auf.

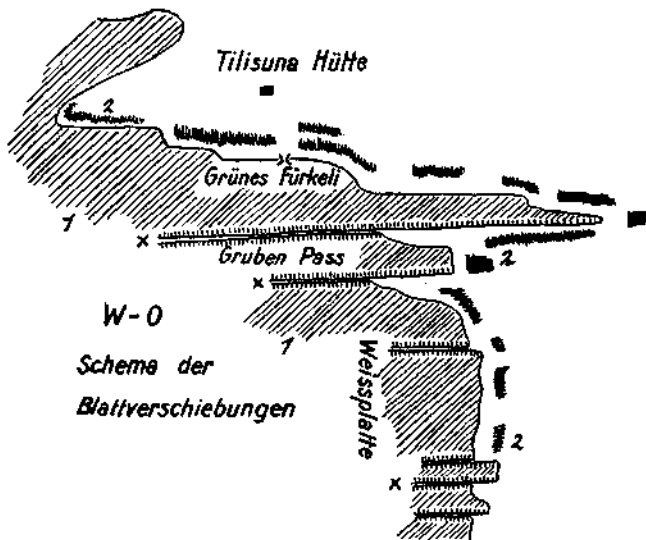


Fig. 6.

1 = Sulzfluhkalk. 2 = Scharf strapazierte Gesteinsstreifen. x = Blattverschiebungen.

W. von Seidlitz hat diesen tief zerschnittelten Kalkrand zuerst beschrieben und in den Geologischen Charakterbildern (Heft 29, Berlin 1923) auch gut abgebildet.

Ebenso tut A. Stahel desselben Erwähnung. Der letztere glaubt, daß es sich hier um Bewegungsvorgänge jungen Alters handelt. W. von Seidlitz hat diese Erscheinungen, welche Fig. 6 schematisch abbildet, auf die Wirkung von „Blattverschiebungen“ zurückgeführt.

Diese Erklärung dürfte auch zutreffend sein. Die Verschiebungen an diesen senkrechten Blattflächen sind auch nach den reichlich vorhandenen Schubstreifen in fast horizontaler ostwestlicher Richtung vollzogen worden.

Mit der älteren Tektonik können diese Verschiebungen nicht in Beziehung gebracht werden. Dies geht schon daraus hervor, daß jener Streifen von scharf ausgewalzten Gesteinen, der zwischen dem Sulzfluh-

kalk und dem Kreideflysch von Tilisuna eingeschaltet liegt, ebenfalls an diesen Verschiebungen gleichsinnig mit dem Sulzfluhkalk mitverschoben erscheint.

Es ist nun zu fragen, ob diese auffälligen Blattverschiebungen vielleicht mit dem von O gegen W vordringenden Anshub der höheren kristallinen Schubmasse der Silvretta in Einklang stehen.

Eine direkte Erledigung dieser Frage verhindert an Ort und Stelle leider die Verhüllung des Geländes durch Moränen und Schutthalden. Immerhin rückt die Front der kristallinen Schubmasse gegenüber von dem Ostrand der Weißplatte deutlich gegen W vor.

Eine Zerlegung in Blattverschiebungen habe ich aber bei allerdings nur flüchtiger Beobachtung nicht feststellen können.

Es schiebt sich übrigens ja zwischen dem so merkwürdig zerschnitzelten Ostrand des Sulzfluhkalkes und der Front des Kristallins noch eine bunt zusammengesetzte Zone von Gesteinsschollen ein,



Fig. 7.

1 = Feinstreifige Amphibolite der Silvretta. 2 = Grüner Gneis. 3 = Schöne Tafeln von schwarzen Schiefen mit glimmerigen Schichtflächen-Karbon. 4 = Milde, rote, dünnschieferige Mergel. 5 = Sulzfluhkalk. 6 = Sandsteine, Schiefer, mürbe Sandsteine mit blauen Manganklüften, dünnschieferige, zerquetschte Mergel. In den Mergeln stecken Fetzen von gewalzten Aptychenkalcken. 7 = Moränen und Schutthalden.

welche hier Hauptdolomit, Liasfleckenmergel, Hornsteinkalke, Serpentin, Radiolarit sowie eine größere Masse von grünem Gneis umfaßt.

An der Westseite ist dieser Zug von grünem Gneis von einem längeren Streifen von schön tafelig brechenden schwarzen Schiefen mit glimmerreichen Schichtflächen begleitet. Unter den schwarzen Schiefen liegen milde, rote, dünnschieferige Mergel.

Wahrscheinlich gehören diese schwarzen Schiefer ins Karbon.

Fig. 7 gibt die Raum- und Gesteinsverhältnisse dieses Aufschlusses wieder, der insofern von Bedeutung ist, als er zwischen der Vorarlberger Grauwackenzone und dem Vorkommen von Karbon im Bereiche der Madrisa, das von W. Häfner erforscht wurde, eine neue Verbindung herstellt.

Es zieht hier also nicht nur ein allerdings zerrissener Streifen von Trias-Jura-Kreide-Gesteinen der nördlichen Kalkalpen, sondern auch noch ein Faden der Grauwackenzone am Westrand der Ostalpen gegen S, der unter der Stirne der von O gegen W vordringenden Silvretta-masse geschützt und so erhalten geblieben ist.

Diesem Doppelfaden von nordalpinen Trias-Jura-Kreide-Schichten und von Grauwackenzone kommt für die Deutung der Mechanik des Westrandes der Ostalpen erhöhte Bedeutung zu.

Die Abzweigung der zerrissenen Fetzen von Grauwackengesteinen beginnt am Westrand des Kristallins im Rellstal, wo sie zuerst von W. Leutenegger kartographisch dargestellt wurde.

Während die Grauwackenzone im Bereiche von Kristberg und Bartholomäberg zwischen Kloster- und Montafontal noch mächtig entwickelt ist und hier auch nach den Funden von Frau Professor Dr. J. Peltzmann noch silurische Graptolithen enthält, verarmt diese Zone nach der Überschreitung des Montafontales im Rellstal außerordentlich rasch.

Es steht dies offenbar in Verbindung mit dem Vorstoß des Kristallins. Dabei wurde die Grauwackenzone in einen Gleitstreifen umgeformt und ihre weicheren Gesteine verschlissen und zerrissen.

Immerhin finden sich auch noch im obersten Rellstale kleine Reste von typischen Grauwackengesteinen im Bereiche der oberen Staffel der Salonien Alpe.

Von dort fehlen bisher Funde von Grauwackengesteinen bis zu der eben erwähnten Stelle an der Ostseite der Weißplatte.

Die Grauwacken bei der Salonien-Alpe liegen um zirka 7 km weiter östlich.

Auf dieser Strecke ist aber das Kristallin von O gegen W vorgestoßen worden.

Zu einer Messung des Betrages der O→W-Verschiebung kann man die Entfernung dieser beiden Fundstellen aber doch nicht benutzen, weil die schmale Fundstelle im obersten Gampadelztal sicher auch eine solche Verschiebung von O gegen W mitgemacht hat.

Die ausgezeichneten Blattverschiebungen an der Ecke des Sulzfluhkalkes im Felsgerüst der Weißplatte weisen überaus klar auf die Bedeutung der jungen O→W-Schübe hin. Gleichzeitig lassen sie auch erkennen, in wie schmale Schubstreifen hier die einheitliche Kalkplatte zerlegt worden ist.

Auf der kurzen Strecke vom Grünen Fürkele bis zum Plasseggenjoch ist die etwa 2 km breite Platte des Sulzfluhkalkes in mindestens acht ungleich schmale und ungleich weit verschobene Schubstreifen zerlegt.

Dabei sind natürlich nur die größeren Verschiebungen gezählt, die sich am Kalkrand an den großen Schubflächen und Vorsprüngen leicht ablesen lassen.

Einzelne dieser Verschiebungsklüfte lassen sich weit in die Kalkmassen hinein verfolgen. Dies gilt vor allem von der größten Verschiebung im N, in deren Furche auch der Grubenpaß eingeschnitten ist.

Diese Schubbahn hat A. Stahel von dem Ostrande der Weißplatte über den Grubenpaß und über die hohe, mächtige Kalkburg der Sulzfluh bis an den tiefen Abbruch ins Gauertal verfolgt.

Die Schubbahn ist hier also auf eine Strecke von zirka 4 km in rein ostwestlicher Richtung und saigerer Stellung erkennbar.

Durch diese Ausmaße ist schon erwiesen, daß es sich hier um ein größeres tektonisches Ereignis handelt, das man wohl mit hoher Wahrscheinlichkeit mit dem O→W-Schub in Verbindung bringen kann.

Es ist nun nach dieser Schilderung der Verhältnisse in dem tiefen Einschnitte des Gampadelztales von großem Interesse, die Aufschlüsse in dem parallelen, nur zirka 3—4 km weiter westlichen Einschnitte des Gauertales zu betrachten. Wir befinden uns hier im Gebiete der großartigen Aufschlüsse des Bergzuges, welcher von dem Gipfel der Sulzfluh (2824 m) über Verspalen, 2446 m, zu dem kühnen, düsteren Felsorn des Schwarzhorns, 2462 m, leitet.

W. von Seidlitz hat zuerst hier an diesem Profile die Auflösung der Gebirgsmasse des Rätikons in eine Reihe von Decken vollzogen. Ich habe dieser Auflösungsformel widersprochen und eine wesentlich einfachere vorgeschlagen. H. Mylius hat sich meiner Deutung angeschlossen. Später haben dann die Schweizer Geologen eine genaue Kartierung des Gebietes ausgeführt, an der auch meine neuen Aufnahmen nicht mehr viel zu ändern fanden. Nach einer Unterbrechung von 25 Jahren war es mir vergönnt, mich wieder mit den wunderbar schönen Aufschlüssen im hinteren Gauertale zu beschäftigen, über welche unterdessen eine ganze Reihe von Geologen und von Exkursionen ihren Weg genommen hatten. Ich habe meine Erfahrungen der ersten Begehungen im Sommer 1906 in unseren Verhandlungen vom Jahre 1907 — Seite 192—200 — niedergelegt und die Abweichungen gegenüber dem Profile von W. von Seidlitz in 11 Punkten zusammengefaßt. Von diesen Punkten beziehen sich 1 und 2 auf Mittagsspitze und Walseralpgrat.

Die Angabe von Punkt 3, daß zwischen dem Kristallin des Walseralpgrates und dem Amphibolit des Schwarzhorns am Kamme jede fremde Einschaltung fehlt, ist nicht aufrechtzubalten. Hier hat A. Stahel doch Spuren von Kreideschiefern nachweisen können. Dagegen bestehen die Angaben der Punkte 4—5—7—8 zu Recht.

Die Einwicklung des Gneises des Bilkengrates in Flyschgesteine ist sicherlich nicht vorhanden. Punkt 9 betrifft die Einschaltungen von Couches rouges in den Sulzfluhkalk. Hier möchte ich heute W. von Seidlitz wohl zustimmen. Es sind sicherlich mehrfache Einschuppungen von Couches rouges in Sulzfluhkalk vorhanden. An dieser Tatsache kann man heute nicht mehr zweifeln.

Fraglich ist nur, ob diese Einschaltungen durch Bewegungen in der Richtung von S gegen N oder durch solche in der Richtung O→W vollzogen wurden.

Die Punkte 10 und 11 beziehen sich nur auf die schlechten Aufschlüsse des grünen Granits und des Prättigauer Flysches beim Partnunsee.

Diese kurzen Hinweise mögen genügen, um zu zeigen, daß wenigstens ein Teil der Einwendungen sich bewährt hat, während ein anderer Teil durch die weitere Forschung ausgeschaltet erscheint. Heute stehen wir diesem prachtvollen Profile mit neuen Fragestellungen gegenüber.

Diese Fragestellungen beziehen sich darauf, ob der Kreidflysch des Bilkengrates wirklich als vollwertiges Glied in die alte Überschiebungstektonik hineingehört oder aber eine gegenüber dieser Alttektonik jüngere Einschaltung bedeute.

Der Kreideflyschzug beginnt, wie wir wissen, im O bei der Tilisuna Alpe und zieht von dort geschlossen ins Gauertal herüber.

Auf der ganzen Strecke kann man sich von der hohen Unversehrtheit der vielfach reich verzierten Schichtflächen dieser Flyschgesteine überzeugen. Angesichts dieser mechanischen Unberührtheit der Schichtflächen fällt es schwer, zu glauben, daß dieser Gesteinsverband von der riesigen Masse des Schwarzhorns und der ostalpinen Decke überfahren wurde.

Wenn dies geschehen ist, so muß unser Flysch wie durch ein Wunder von dieser gewaltigen Auswalzung verschont geblieben sein. Für eine geschonte Stelle ist aber seine Ausdehnung in der Länge (zirka 4 km) und seine Mächtigkeit (250—300 m) viel zu groß.

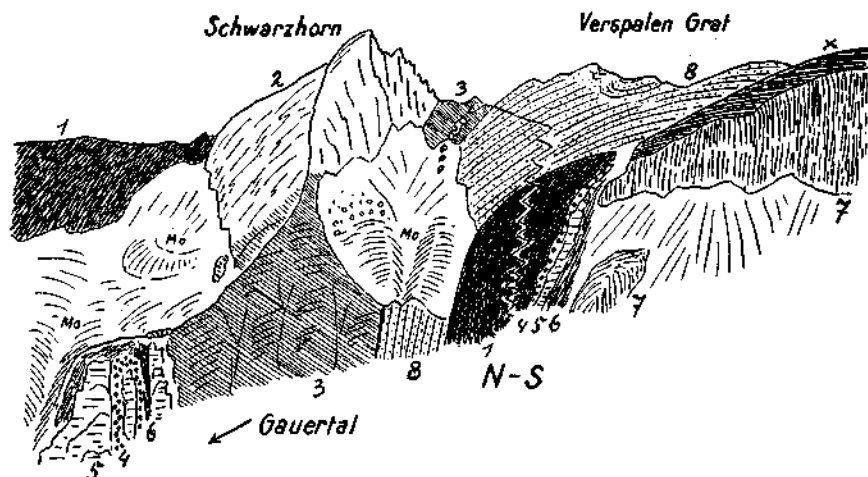


Fig. 8. Profilsansicht von W.

1 = Kristallin. 2 = Diorit-Amphibolit. 3 = Serpentinzone mit Schollen von Dolomit und Ophikalzit. 4 = Verrucano-Buntsandstein. 5 = Hauptdolomit. 6 = Fleckennergel und Hornsteinkalke. 7 = Salzfußkalk. 8 = Kreideflysch. Mo = Moränen. X = Glatte Oberfläche des Salzfußkalks, auf welcher der Kreideflysch lagert.

Es ist daher auf jeden Fall von Interesse, sich mit der Hypothese einer jüngeren Einschaltung näher zu beschäftigen.

Die Profilsansicht — Fig. 8 —, welche die Aufschlüsse des Bilkengrates und seiner Umgebung behandelt, führt uns gleich mitten in diese Fragestellungen hinein.

Durch die schöne Weganlage des D. u. Ö. Alpenvereines ist dieses an sich sehr steile Berggelände im Hintergrunde des großartigen Gauer-ales gut zugänglich geworden.

Zugleich bieten im Gauertal die Lindauer Hütte und auf Tilisuna die Tilisuna Hütte gutgelegene und gut bewirtschaftete Stützpunkte. Über die Stratigraphie der hier auftretenden Schichten herrscht heute wohl auch kein Zweifel mehr.

Ich habe im wesentlichen die Angaben auf der Karte und auf den Profilen von A. Stahel berechtigt befunden.

Die Glätte der Fläche und das ungebrobene Überspringen von dem Sulzfluhkalk auf den Gneis über die weicheren Schichten des Bilkenkobels hinweg befrworten den tektonischen Charakter dieser Fläche.

Anderseits macht die Fläche auf dem Sulzfluhkalk wieder den Eindruck einer alten Abtragungsfäche.

Auf dieser Fläche liegen Stücke von fremden Gesteinen herum, von denen schwer zu entscheiden ist, ob sie Überreste aus den Händen der Tektonik oder aus denen der Erosion bedeuten.

In Anbetracht aller dieser Umstände erscheint mir derzeit die Annahme am wahrscheinlichsten, daß hier doch eine Kombination einer Abtragungsfäche mit einer Bewegungsbahn vorliegt.

Die Abtragungsfäche wäre dabei das ältere Gebilde gewesen, das dann von der Hand der Tektonik noch glatt geschliffen wurde. Auf dieser kombinierten Fläche lagert nun in ruhiger Form der Kreideflysch des Verspalen Grates auf.

Dieser schon oft beschriebene Flysch wird seinerseits von einer tektonisch schärfstens strapazierten Gesteinsfolge überlagert.

In dieser Gesteinsfolge spielt Serpentin (Bastitserpentin nach A. Angel) eine besondere Rolle. Derselbe ist mit Schollen von Hauptdolomit und Ophikalzit heftig verschuppt und verknetet.

Diese auffallende Bewegungsfuge stößt dann im Norden an die Amphibolit-Diorit Masse des Schwarzhorns.

Hier ist zuerst von H. P. Cornelius das ausgedehnte Vorkommen einer Breccie aus kantigen, dichtgefügtten Amphibolitbrocken mit stellenweise rotem Bindemittel bekannt gemacht worden.

H. P. Cornelius hat für diese Breccie eine sedimentäre Entstehung wahrscheinlich gemacht. Er hält die Breccie möglicherweise für eine lokale Schuttbildung aus der Gosauzeit.

Von den geologischen Nachfolgern in der Erforschung des Rätikons hat sich dann Prof. A. Angel am eingehendsten mit der Prüfung dieser Breccie und der andern Gesteine des Schwarzhorns beschäftigt.

Angel kommt zu dem Ergebnisse, daß auch eine tektonische Entstehung dem petrographischen Befunde nicht widerspricht.

Fassen wir nun die hier vorgelegten und durch die Arbeiten von mehreren Geologen bestätigten Beobachtungen zusammen, so kommen wir zu dem Urteil, daß es unmöglich ist, die Tatsachen dieses Profils auf Rechnung einer einzigen gewaltigen Überfaltung von S gegen N zu setzen. Es liegen hier vielmehr die Spuren einer Reihe von verschiedenen Bewegungen vor. Wir haben gesehen, daß sich an dem Profil von der Sulzfluh zum Schwarzhorn deutlich drei altersverschiedene Bewegungen unterscheiden lassen. Dazu kommt als jüngste tektonische Phase noch das Hereinspielen der vertikalen Blattverschiebungen, die vom Grubenpaß ins Massiv der Sulzfluh eindringen.

Auf diese Weise sind also sogar vier verschiedenartige Bewegungsbahnen geologisch sichergestellt.

Es ist nun zu fragen, ob man aus diesem, jedenfalls mechanisch gar nicht einheitlichen Profil die Zone des Kreideflysches als eine im wesentlichen sedimentäre jüngere Einschaltung herauschälen könne. Fig. 10 legt im Schema das Prinzip dieser Herausschälung des Kreideflysches vor.

W. v. Seidlitz hat bei seiner Deutung dieses Profils im Sinne des Nappismus die Fremdartigkeit des ruhig gelagerten Kreideflysches zwischen den scharf strapazierten Gesteinen im Liegenden und Hangenden wohl empfunden und aus diesem Grunde den Flysch in seiner Zeichnung in die Form von Tauchdecken gebracht, damit er tektonisch hineinpasste. Diese Tauchdecken entsprechen aber nicht der Wirklichkeit.

Der Flysch zeigt von unten bis oben eine sehr schlichte, einfache Lagerung und außerordentlich geschonte Schichtflächen.

Versucht man nun, aus dem Profil Sulzfluh—Schwarzhorn das Stück des Kreideflysches herauszunehmen, so zerfällt das Profil in zwei sehr verschieden alte mechanische Kombinationen.

Die ältere Kombination umfaßt die Anordnung Sulzfluhzone—Bilkengratzone—Schwarzhornzone.

In diese Anordnung hat die Erosion eine tiefe Furche zwischen Sulzfluh und Schwarzhorn eingesägt.

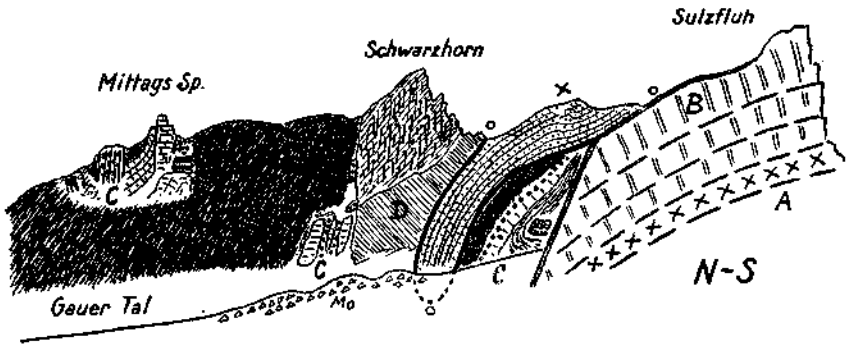


Fig. 10.

A = Falkniszone über Bündnerschiefern. B = Sulzfluhkalk, mehrfach mit Couches rouges verschuppt. C = Verknüpfung von Kristallin-Verrucano-Hauptdolomit-Jura-Gosaubreccie. D = Serpentin- und Amphibolitzone. X = Kreideflysch. Mo = Blockmoränen. ooo = zusammengedrückte Talform, in welcher der Kreideflysch nach der S→N-Tektonik abgelagert wurde.

In dieser Furche kamen möglicherweise die lokalen Amphibolitbreccien des Schwarzorns und als Meeresabsatz die Schichten des Kreideflysches zur Ablagerung.

Bei einer späteren tektonischen Umordnung wurde diese Furche samt den eingelagerten Sedimenten dann kräftig zusammengedrückt.

Auf diese Weise erfuhr der Kreideflysch nur eine Aufrichtung, aber keinerlei schärfere Durchbewegung und Überfaltung.

Mit Hilfe dieser Annahme läßt sich jedenfalls die merkwürdige tektonische Schonung des Kreideflysches zwischen den scharf strapazierten Serien verständlich machen.

Eine Fülle von interessanten geologischen Gestaltungen tritt uns auch im westlicher gelegenen Rellstal entgegen.

Wir befinden uns hier zumeist im Arbeitsfeld von W. Leutenegger, dessen Karte sich bei meinen Begehungen ebenfalls als verlässlich in ihren Angaben erwiesen hat.

Aus dem mittleren Teile des Rellstales habe ich bereits im vorigen Band dieses Jahrbuches die prachtvolle Reliefüberschiebung an der

Südseite der stolzen Zimbaspitze beschrieben. Der obere Teil des Rellestales enthält aber noch weitere interessante Teile dieser großartigen Reliefüberschiebung.

Während aber diese Überschiebung im mittleren Teile des Rellestales ausschließlich von den Gesteinen des Buntsandsteins besorgt wird, nimmt im obersten Rellestale eine bunte Reihe von Gesteinsschollen daran Anteil.

W. Leutenegger hat den tektonischen Charakter dieser Saat von einzelnen Schollen schon erkannt. Er faßt diese Schollen aber im Sinne des Nappismus als keilförmige Einschwänzungen in der großen Bewegungsmasse der Arosazone auf.

Fig. 11 gibt eine Kopie aus einem Querschnitt durch das Gebiet von Zimba—Freskalot—Salonien-Alpe nach W. Leutenegger wieder.

Man sieht, die ganze Summe der Komplikationen ist hier in die Vorstellung einer Überfaltung von S nach N hineingezwängt.

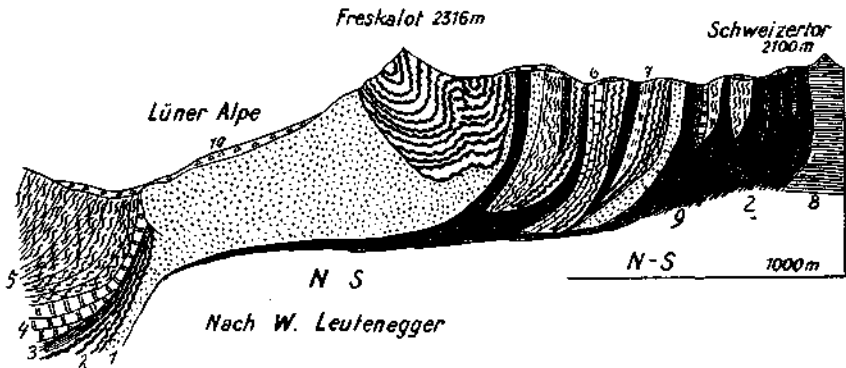


Fig. 11.

1 = Verrucano-Buntsandstein. 2 = Muschelkalk. 3 = Parinachschieben. 4 = Arlbergkalk. 5 = Raibler Schichten (gewalzte, dünn-schichtiger Gips). 6 = Hauptdolomit. 7 = Liasdeckenmergel. 8 = Sulzfluhkalk. 9 = Arosazone. 10 = Moränen.

Die Beobachtungen im Rellestal haben mich zu einer anderen und mechanisch wesentlich einfacheren Erklärung geführt.

Auch das hier vorliegende Profil ist in seiner Tektonik nicht einheitlich.

Es enthält eine alte, wahrscheinlich auf S→N-Bewegungen beruhende Tektonik, auf welcher aber eine viel jüngere Tektonik ruht, die von O→W-Bewegungen geschaffen wurde.

Zwischen diesen beiden Tektoniken lag aber eine lange Zeitstrecke mit tiefgreifender Erosion.

Die Hauptanlage des ganzen Gebirgsbaues ist hier wie in den ganzen nördlichen Kalkalpen ein altes tektonisches Ereignis mit einer Flut von Bewegungen aus der Richtung von S gegen N.

Diese mächtige Bewegung war aber lange Zeit hindurch erstarrt und den Eingriffen der zerstörenden Erosion ausgesetzt.

Die nun folgenden neuen Bewegungsfluten hatten es daher mit den Ruinen der alten Bewegung zu tun, welche sie in ihrem Sinne umzugestalten versuchten.

Die Anwendung dieser Einsicht auf das hier vorliegende Profil ergibt nun eben eine Trennung in mindestens zwei Bauwerke von verschiedenem Alter und verschiedenem Baustil.

Die Hauptanordnungen gehen entschieden auf das alte Bauwerk zurück.

Es ist aber auch der Eingriff der jungen Bewegungen durchaus nicht geringfügig.

Für den nördlichen Teil des vorliegenden Profils habe ich schon im Jahre 1932 eine neue Lösung gegeben.

Nach meinen weiteren Erfahrungen besitzt diese Lösung aber auch für den südlichen Teil desselben ihre Auflösungskraft.

In dem südlichen Abschnitt des Profils von Fig. 11 ist die Lösung aber deshalb sehr erschwert, weil ein Teil der hier vorhandenen Gesteinsschollen zu der alten, ein anderer Teil zu der jungen Tektonik gehört.

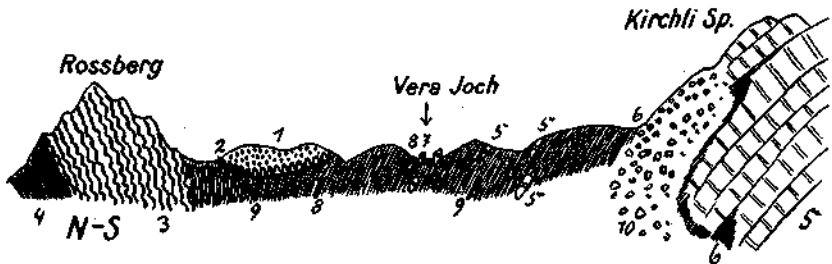


Fig. 12.

1 = Verrucano mit viel Porphyrgerölle. 2 = Gelbe Rauhacken. 3 = Muschelkalk. 4 = Partnachschieften. 5 = Sulzfuhkalk. 6 = Couches rouges. 7 = Hornsteinkalk and Breccia. 8 = Serpentin-Ophikalzit. 9 = Kreideschiefer und Sandsteine. 10 = Blockwerk.

Die im Gebiete der obereu Salonien-Alpe vorhandene Bedeckung mit vielen Moränenwällen der Schlußvereisung ist einer Trennung der Schollen der alten und jungen Tektonik sehr hinderlich.

Wenn man aber von dem weiten Gebiet der Salonien-Alpe auf die Höhe des Alp Vera-Joches emporsteigt, so kann man sich an dessen Westseite leicht davon überzeugen, daß nur ein Teil der Schollen tiefer im Untergrund steckt, während ein anderer Teil nur flach daraufliegt.

Ich lege hier einen Querschnitt — Fig. 12 — vor, dessen südlichen Teil ich gemeinsam mit Herrn Dr. Joos Cadisch im Herbst 1932 begangen habe. An diesem Querschnitt ist die Zerlegung in zwei Schollenarten von verschiedenem Alter und verschiedenem Baustil leicht zu erkennen. Während die südlichen kleinen Gesteinskeile wirklich im Untergrund stecken, liegt die größere Masse von Verrucano und Rauhacken nur flach obenauf.

Diese letztere Masse ist von O her in eine tiefe Erosionsfurche hereingeschoben worden. Eine weitere Prüfung dieser zweiteiligen Tektonik im Gebiete des Rellstales hat folgende interessante Befunde geliefert.

In das Gebiet des Rellstales springt von W her als kühner Eckpfeiler der Kamm des Freskalot (2316 m) vor.

Derselbe besteht zur Hauptsache aus steil aufgerichtetem Muschelkalk mit mächtig entwickelten Hornsteinknauerkalken.

In dem Profil von W. Leutenegger — Fig. 11 — ist der Freskalot als eine muldenförmige Masse von Muschelkalk eingetragen. Diese Deutung stimmt aber mit den Angaben der Natur nicht überein.

Ich füge hier eine Zeichnung — Fig. 13 — ein, welche ich im Frühjahr 1932 von dem gerade gegenüberliegenden Golmerjoch aus angefertigt habe. Es handelt sich hier nicht um eine Mulde von Muschelkalk, die in der Haud von Buntsandstein liegt. Dies wird außer der

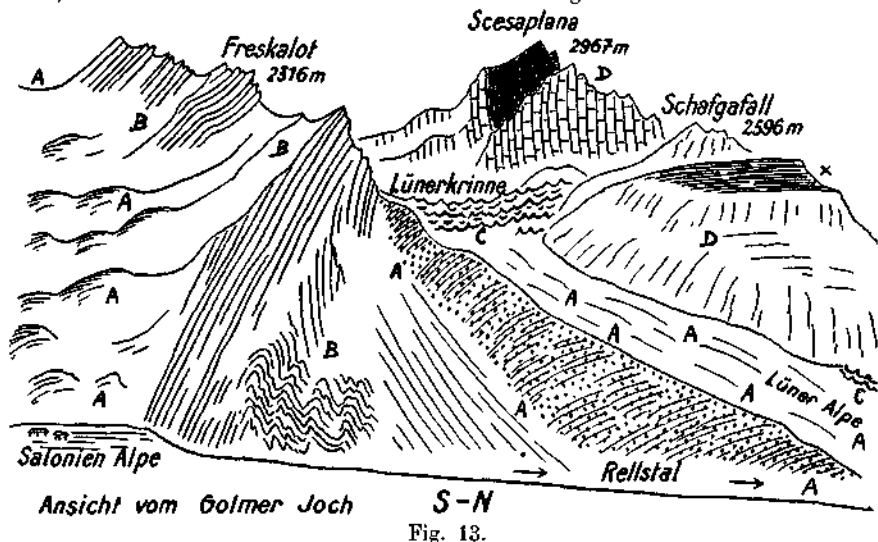


Fig. 13.

A = Schubmasse aus Verrucano-Buntsandstein. B = Pfeiler des Freskalot aus steilgestelltem Muschelkalk. C = Trichterlandschaft des Raibler Gipses. D = Zone des Hauptdolomits mit den Kössener Schichten des Scesaplana-Gipfels. X = Rest einer alten Vorebnungssfläche am Schafgafall.

Struktur auch noch dadurch bewiesen, daß auf der Nordseite dieses Berges die Übergangsschichten vom Muschelkalk zum Buntsandstein fehlen.

Diese irrtümliche Deutung des Freskalots geht aber schon auf die Arbeit von H. Schardt „Über die Entstehung des Lünsersees im Rätikon“ zurück, welche im Oktober 1926 in der Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich erschienen ist.

Auch P. Arni hat diese Deutung seines Lehrers ohne Widerspruch übernommen.

Der Kamm des Freskalots ist jedoch keine Mulde, sondern die um etwa $2\frac{1}{2}$ km nach S abgelenkte Fortsetzung des Alptriassockels von Zimba-Vandanser Steinwand.

Diese Abknickung spielt im Rätikonengebirge eine wichtige Rolle. Dieselbe ist nicht etwa bloß auf das Gebiet des Rellstales beschränkt, sondern macht sich auch noch im Brandnertal kräftig genug bemerkbar.

Im Rellstale selbst ist die Abknickung nicht nur sehr schön zu verfolgen, sondern auch ihre unmittelbare Veranlassung gut zu erkennen.

Wie ich schon in der Arbeit über die Großtektonik von Voralberg in diesem Jahrbuch 1932 ausgeführt habe, bildet der gegen W gerichtete Vorstoß des Kristallins der Silvrettamasse die Ursache der Abknickung. Dieser machtvolle Vorstoß hat nicht nur die große Abknickung hervorgerufen, sondern dieselbe auch noch teilweise überwältigt.

Wir werden uns im folgenden noch genauer mit den Wirkungen dieses Vorstoßes zu beschäftigen haben.

Der Eckpfeiler des Freskalots stellt also keine Mulde, sondern die abgelenkte Fortsetzung der Altrias aus dem Sockelbau der Zimba vor.

Seine Stellung ist aber auch noch in anderer Hinsicht eine merkwürdige und tektonisch ausgezeichnete.

Sowohl an seiner Nord- als auch an seiner Südseite greift die Reliefüberschiebung in Talfurchen 2 bis 3 km weiter gegen W vor.

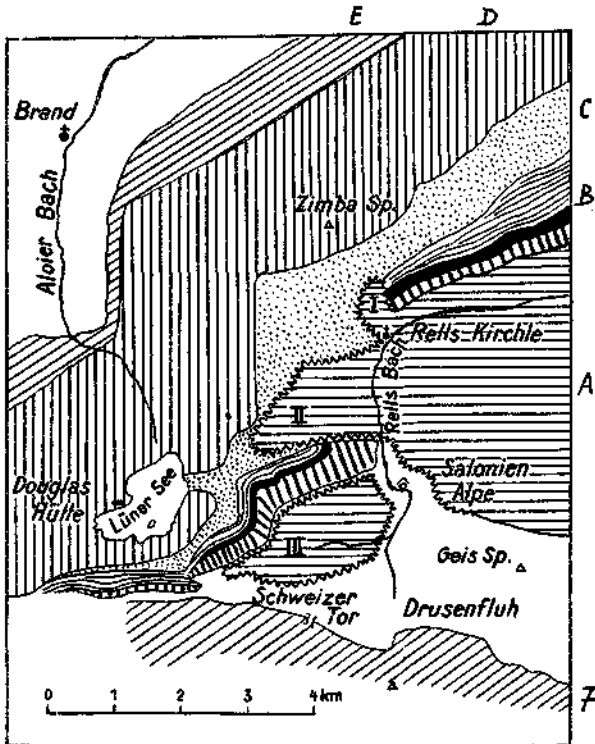


Fig. 14. Abknickung, O→W-Vorstoß der unteren Silvrettamasse und Zerteilung der Front in 3 Lappen.

A = Schubmasse aus Silvretta-Kristallin + Verrucano + Buntsandstein. . . Frontzerteilung in 3 Lappen I, II, III. B = Altriaszone. C = Raibler Schichten mit sehr viel Gips. D = Zone des Hauptdolomits mit der kleinen Kreidemulde vor Zimba-Spitze. E = Große Kreidemulde. F = Zone des Sulzflutkalks.

Der Steilkamm des Freskalots bildete also gleichsam für die von O gegen W vordringende Flut der Reliefüberschiebung eine Art von Wellenbrecher.

Dieses Bild eines tektonischen „Wellenbrechers“ wird noch deutlicher, wenn man die Stellung des Freskalots gegenüber vom Golmer Joch beobachtet.

Der Steilkamm des Freskalots erhebt sich an der Westseite des oberen Reilstales aus der Taltiefe bei zirka 1600 m bis zur Scheitelhöhe von 2316 m. Dieser Steilhang von 700 m Höhe wird von Gesteinen des Muschelkalks aufgebaut.

Genau gegenüber erhebt sich die kristalline Masse des Golmer Jochs bis zur Höhe von 2263 *m*.

Wir haben also mit anderen Worten wieder genau dieselbe Ungleichseitigkeit wie im Gampadelztale.

Auch hier kann die große Masse und die steile Aufragung des Muschelkalks nicht auf eine Anschoppung vor der Front der kristallinen Schubmasse des Golmer Jochs zurückgeführt werden.

Es bleibt uns auch hier kein anderer Ausweg, als den schroffen Steilabfall des Freskalots für ein Gebilde einer älteren Erosion zu nehmen.

Die Relieffüberschiebung des Rellstales erfolgte also über ein Gebirgsrelief, in welchem der Kamm des Freskalots bereits als Höhenrücken zwischen tieferen Talfurchen emporragte.

Dieser Höhenrücken widerstand offenbar dem Vordringen der Schubmassen, indem er dieselben teilte und in die beiderseitigen Talfurchen ableitete.

Fig. 14 legt eine schematische Darstellung dieser Zerlegung der vordringenden Schubmasse in drei Teile dem Beschauer vor.

Man erkennt ganz deutlich, daß diese Schubmasse hier nicht nur bei ihrem Vormarsche zerteilt, sondern auch von den bereits vorhandenen alten Talfurchen etwas aus ihrer Richtung abgelenkt wurde.

In der bereits erwähnten Arbeit über die Entstehung des Lünensees kommt H. Schardt zu der Ansicht, daß der Lünensee ein altes, ursprünglich ins Rellstal eingefügtes Tal gewesen sei.

Mit der Gletscherzeit änderten sich die Verhältnisse insofern, als vom Eise ein flaches Becken etwa bis auf die Höhe des heutigen Seebords — 1977 *m* — ausgeebnet und vielleicht auch ein wenig eingetieft wurde, so daß nach dem Rückzuge der Gletscher ein Karsee entstand. Nun hatte der See einen Abfluß nach N ins Brandnertal, aber keinen mehr nach O ins Rellstal.

Während der weiteren Eiszeiten und Interglazialzeiten wurde aber durch Verkarstung die Wasserscheide gegen das Rellstal, welche aus Gipschichten der Raibler Schichten besteht, unterirdisch aufgehoben.

Das Wasser des Lünensees fand also wieder den Ausfluß ins Rellstal. Durch die Auflösung der Gipsmassen wurde aber nicht nur der See sehr vertieft, sondern endlich ein großer Felssturz vom Salonienkopfe abgelöst, welcher den unterirdischen Abfluß des Lünensees ins Rellstal wieder verstopfte.

Der dadurch gestaute See leitete seither seine Wasser durch Spalten des Seebords unmittelbar ins Brandnertal hinüber, bis diese Spalten künstlich geschlossen wurden, um den See nach Belieben stauen zu können.

Diese Hypothese von Prof. H. Schardt verdient unser Interesse um so mehr, als der Lünensee für den Ausbau der Wasserkräfte in Vorarlberg von hoher Bedeutung geworden ist.

Im Laufe dieser Arbeiten ist ja bekanntlich der Lünensee um den großen Betrag von 45 *m* durch Anlage eines Stollens unter dem Seebord abgesenkt worden.

Bei dieser Gelegenheit hat sich nun gezeigt, daß kein unterirdisches Gerinne vom Lünensee gegen das Rellstal zu besteht.

Die Gipsschichten stehen hier geschlossen an.

Sie werden auch nicht von einem Bergsturz, sondern von Moränenwällen der Schlußvereisung überlagert.

Diese Überlagerung reicht aber nicht bis auf die Höhe des Scheidekammes zwischen Lünensee und Rellstal empor.

Wie Fig. 15 darstellt, besteht dieser Kamm der Lünerkrinne — 2166 m — aus mächtigen Gipslagen der Raibler Schichten.

Das Profil enthält eine im wesentlichen regelmäßige, gegen N zu überkippte Schichtfolge vom Hauptdolomit des Schafgafalls bis zum Muschelkalk des Salonienskopfs.

Eine bescheidene Unregelmäßigkeit wird in dieses Profil nur durch einige kleine, rein lokale Schuppungen hineingebracht.

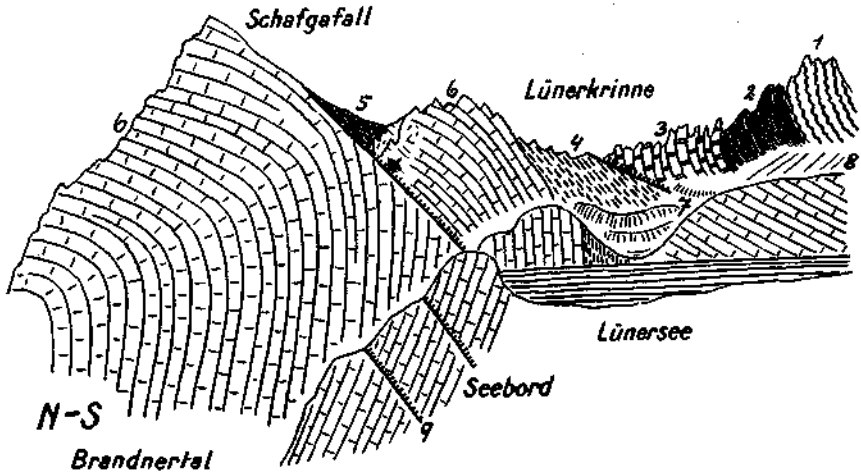


Fig. 15.

1 = Muschelkalk. 2 = Partnachschichten. 3 = Adbergkalk. 4 = Gips der Raibler Schichten. 5 = Rauwacken der Raibler Schichten. 6 = Hauptdolomit. 7 = Moränenwälle. 8 = Schutthalden. 9 = Schußflächen.

Die Idee von Prof. H. Schardt ist deshalb aber nicht ganz von der Hand zu weisen. Es ist schon möglich, daß eine alte Talanlage vom Gipfel der Scesaplana über das Plateau der Todten Alpe und die Lünerkrinne ins Rellstal verlief.

Vielleicht war das dieselbe Talung, in welche dann der Einschub des Buntsandsteins bei der Reliefüberschiebung erfolgte.

Vielleicht ist hier auch durch den Aufschub der harten Buntsandsteinmassen die Talfurche in den weichen Gipschichten verschlossen worden.

Diese Zustopfung des alten Talweges von der Scesaplana ins Rellstal durch die Massen der Reliefüberschiebung ist aber jedenfalls viel älter als die diluvialen Eiszeiten.

Wenn man die Umgebung des wunderschönen Lünensees mit geologischen Augen betrachtet, so findet man besonders an der Nordwestseite dieses Sees Felsstaffeln angeordnet, welche eine höhere alte Land-

fläche anzeigen. Diese Felschultern überragen das heutige Seenniveau (das Normalniveau) um etwa 30 m. Besonders schön ist jene Felschulter ausgebildet, auf welcher die Douglas-Hütte erbaut ist.

Fig. 16 gibt einen Querschnitt durch diese Schulter, an dem man deutlich den Angriff der Seebrandung und die Rückfälligkeit der Schulter ablesen kann.

Die Oberfläche der Schulter ist vom Eise ebenso wie jene des nahezu gleich hohen Seebords glatt geschliffen.

Diese Felsstufen an der Nordwestseite des Lünensees weisen aber noch eine Merkwürdigkeit auf.

Es hat eine genauere Untersuchung ergeben, daß auf diesen Felsstufen dickbankige Breccien lagern, welche von der Ferne die Farbe des Hauptdolomits zeigen und deshalb nur in der unmittelbaren Nähe davon zu unterscheiden sind.

Diese Breccien bestehen aus ziemlich kleinen und eckigen Dolomitstücken, die durch ein dolomitisches Bindemittel fest verkittet sind.

Es sind zwei verschieden graue Arten im Hauptdolomit in der Breccie vertreten.



Fig. 16.

1 = Hauptdolomit. 2 = Hangschutt. 3 = See. X-X = Felserrasse des Lünensees, die zu seinem Normalstand gehört.

Die größte Ausdehnung hat diese Breccie auf den Felsköpfen unmittelbar westlich von der Douglas-Hütte. Von dort ist auch grobes Blockwerk dieser Breccie bis in den Lünensee herabgestürzt. Über das Alter dieser Breccien herrscht Ungewißheit. Die Breccien sind von den schon beschriebenen Breccien bei der Alpilla-Alpe im Gampadelztal recht verschieden.

Außerdem lagern sie nicht auf Juraschichten, sondern sitzen unvermittelt den steilgestellten Bänken des Hauptdolomits auf.

Mit diesen Angaben sind aber die geologischen Merkwürdigkeiten des Lünensees noch lange nicht erschöpft.

Der für seine Höhenlage auffallend große und tiefe See erscheint gegen das Brandner Tal nur durch eine relativ dünne Felsmauer abgesperrt. Die breite Felschwelle des Seebords stürzt hier in schroffen Wänden in den Hintergrund dieses Tales hinab.

Die Steilwand erreicht dabei eine Höhe von nahezu 400 m und besteht ganz aus steil nordfallenden Schichten von Hauptdolomit, die von mehreren südfallenden Schubflächen zerschnitten werden. Die Profilkombination von Fig. 15 zeigt auch den Bau dieser Steilstufe, welche den Lünensee gegen des Brandnertal abriegelt.

Die Merkwürdigkeit dieser auffallenden Steilstufe besteht vor allem in der riesigen Erosion, welche hier unterhalb von dieser Stufe einen fast 2 km breiten Wall von Hauptdolomit bis auf diese dünne Scheidewand weggeräumt hat.

Wenn man diesen riesigen Hohlraum durchwandert, so trifft man am Eingang in denselben bei 1447 m einen Felsriegel von Hauptdolomit, den der Alvierbach in enger Klamm durchsägt. Dieser Felsriegel ist von Gletscherschliff abgerundet und mit Moränen bedeckt.

Weiter talein ist der Felsgrund bis zu der Steilstufe des Bösen Tritts dann ganz von jungen Schutthalden verhüllt. Die Verteilung dieser Schutthalden ist sehr unregelmäßig. Während an der Ostseite des Tales das Felsgehänge ganz nahe zum Talgrunde herabsteigt, stellen sich auf der Westseite einfach riesenhafte Schuttkegel ein. Der Aufstieg zur Felsschwelle des Lünensees vollzieht sich auch zu großem Teil mit Hilfe dieser gewaltigen seitlichen Schuttkegel.

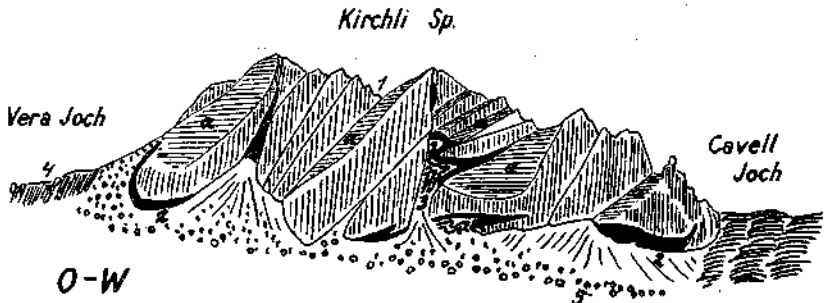


Fig. 17.

1 = Sulztuhalkalk. 2 = Couches rouges. 3 = Sandsteine und Breccien. 4 = Kreideschiefer und Sandsteine mit Schollen von 1. 5 = Blockwerk. a = Glatte Schubflächen, welche mit der Form der Einfaltungen für Schub von O gegen W sprechen.

Denkt man sich diese schwere Schuttkegelmasse entfernt, so würde sich ein noch viel größerer Felstrog enthüllen, der wahrscheinlich auch vom Eise zu einem Hohlraum ausgeschliffen wurde.

Wir hätten also unter der Steilstufe im Grundgebirge noch einen Seeraum zu erwarten, der aber vollständig verschüttet wurde.

Während wir also unterhalb des Lünensees im hintersten Brandnertal einer so riesenhaft gesteigerten Erosionswirkung begegnen, lehrt uns ein Aufstieg vom See zum Gipfel der Scesaplana die gegenteilige Erscheinung kennen.

Wir finden hier eine hohe, gegen 1½ km breite, völlig kahle Gesteinsfläche, die den bezeichnenden Namen „Todten Alpe“ führt. Diese breite, schräge Felsfläche besteht ausschließlich aus Hauptdolomit, dessen steilgestellte Bänke quer über diese Fläche von NO gegen SW bis S streichen.

Diese mächtige Schräglfläche der Todten Alpe senkt sich nicht gleichmäßig zu dem Becken des Lünensees ab, sondern bricht mit einer zirka 300 m hohen Steilstufe zu demselben hinunter. Durch diesen Steilabbruch wird die Selbständigkeit des Seebeckens gegen oben ebenso schroff betont wie durch die Wand des Bösen Tritts gegen unten.

Im S des Lünensees erheben sich die kühnen Zinnen der Kirchlispitze, welche hier das Westende der Gipfelkrone des Sulzfluhkalkes bilden.

Dieses prächtige Schaustück des Lünensees besteht aus blankem Sulzfluhkalk mit vielen Einschaltungen von roten und grauen Couches rouges und von Quetschzonen.

Fig. 17 legt eine geologische Ansicht dieser schönen und interessanten Berggruppe vor.

Die Verschuppung und Verfaltung des Sulzfluhkalkes mit den Kreidemergeln tritt im ganzen Rätikon nirgends mehr so deutlich hervor, als gerade an diesem Westende.

Hier zeigt sich aber auch, daß es gar nicht so sicher ist, daß diese Verschuppung und Verfaltung auf Bewegungen in der Richtung von S gegen N zurückzuführen sind.

Der vielzackige Kamm der Kirchlispitze erhebt sich zwischen Schweizer Tor im O und Cavelljoch im W.

Der blanke Felskamm, welcher die Höhe von 2557 m erreicht, ist etwas über 2 km lang und streicht genau von O nach W.

Fig. 17 gibt eine Abbildung der Nordwände der Kirchlispitze wieder.

Die Schubflächen, welche die Kalkmasse hin und hin zerschneiden, verlaufen schräg zu dem Kammverlauf und fallen dabei steil gegen NNO zu ein.

Diese Flächen verlaufen also nicht parallel zum Kamm, sondern schräg dazu.

Das ist für eine angeblich von S gegen N zu erfolgte Überfaltung keine wahrscheinliche Anordnung.

Geht man noch näher auf dieses prächtige Bewegungsbild ein, so bemerkt man, daß die einzelnen Schuppen und Falten der bunten Kreidemergel überwiegend gegen W zu ausspitzen.

Das spricht ebenfalls nicht für Überfaltung von S gegen N.

Außerdem erscheint die hauptsächlich von O gegen W gerichtete Einschuppung und Einfaltung noch von einem jüngeren Querschube glatt abgeschnitten.

Man kann also wohl ohne jede Übertreibung behaupten, daß das Bewegungsbild der Einfaltungen und Einschuppungen an den Kirchlispitzen viel besser zu einem Schub von O gegen W als zu einem von S gegen N paßt.

Wir kehren nun wieder zu der großen Abknickung zurück, welche wir zuerst im Reilstal erkannt haben.

Wie ich schon erwähnte, macht sich dieselbe aber auch noch im Bereiche des Brandnertales sehr stark bemerkbar.

Die Abknickung hat also den mächtigen Wall von Hauptdolomit überwältigt, welcher auf seiner Schulter die kecke kleine Mulde der Zimbaspitze trägt.

Diesem Kamm vom Hauptdolomit liegt an seiner Nordseite eine große und tiefe Mulde angebaut, in deren Kern sich eine langgestreckte Zone von typischen Lechtaler Kreideschiefern befindet.

Diese große Kreidemulde ist nun ebenfalls noch von unserer Abknickung ergriffen worden.

Dieser Befund ist im Brandner Tal gerade südlich von Brand ausgezeichnet an dem Steilabfall der Mittagsspitze aufgeschlossen und von W. Leutenegger bereits mit Sorgfalt kartiert worden.

Hier finden wir am Fuße der Mittagsspitze die ganze Kreidemulde außerordentlich verschmälert und dabei doch heftig verschuppt. Sie wird von der großen Hauptdolomitmasse der Mittagsspitze überschoben und unterdrückt.

Diese gewaltsame Auswälzung und Zerschuppung der großen Kreidemulde ist hier in nordsüdlicher Richtung auf eine Strecke von zirka $2\frac{1}{2}$ km zu verfolgen.

Das ist genau der Betrag, welchen wir auch im Rellstale für unsere Abknickung ausgerechnet haben.

Er läßt sich im Rellstale auf zweifache Weise bestimmen.

Einmal an dem Abstände der zerrissenen Enden des Alttriaszuges und dann an der Abknickung des Hauptdolomits auf der Ostseite des

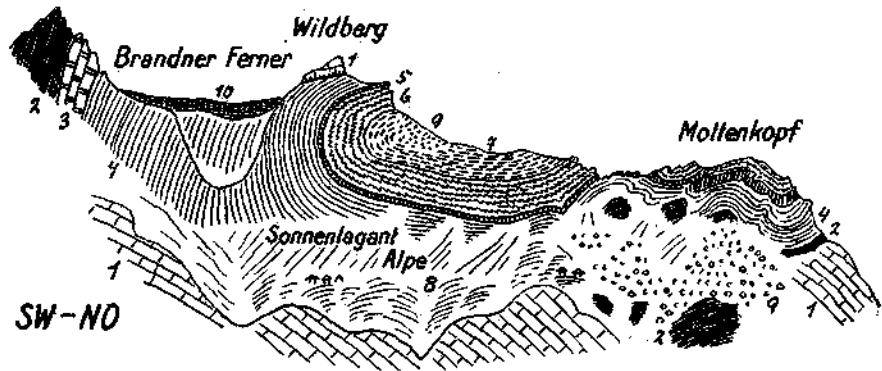


Fig. 18 a.

1 = Hauptdolomit. 2 = Köseener Schichten. 3 = Oberzätalkalke. 4 = Fleckenmergel. 5 = Hornsteinalkalke. 6 = Aptychenkalke. 7 = Lechtaler Kreideschiefer. 8 = Moränen. 9 = Bergsturzabblockwerk. 10 = Eis.

Kammes Säulenkopf—Schafgafall bis zum Sattel der Lünkerkrinne. Überall erhält man für den Betrag der Abknickung den Wert von ungefähr $2\frac{1}{2}$ km in fast genau nordsüdlicher Richtung.

Im Brandner Tal ist die Wirkung der Abknickung auf die große Kreidemulde noch außerordentlich heftig.

Man erkennt dies sehr leicht, wenn man die Profile östlich und westlich von der Abknickung mit einem Profil aus dem Abknickungsbereich vergleicht.

In Fig. 18 (a—b—c) habe ich die drei hier maßgebenden Profile zusammengestellt.

Es sind dies ein Querschnitt durch Wildberg—Wasenspitze, einer von der Westseite der Mittagsspitze aus dem Knickbereich und einer vom Kamm Mottenkopf—Wildberg—Scesaplana.

Die eigenartige Stellung und Funktion des abgeknickten Muldenstückes tritt in dieser Zusammenstellung deutlich genug hervor.

Die Wirkung des Schubes von O gegen W hat aber auch die nicht im Bereiche der Knickung gelegenen Teile der großen Kreidemulde noch beeinflusst.

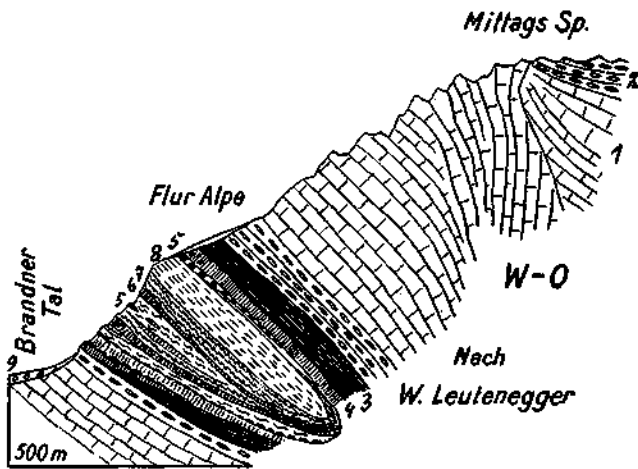


Fig. 18b.

1 = Hauptdolomit. 2 = Plattenkalk. 3 = Kössener Schichten. 4 = Oberrätikalke. 5 = Liaskalke-Fleckenmergel. 6 = Hornsteinkalke. 7 = Aptychenkalke. 8 = Lechtaler Kreideschiefer. 9 = Blockwerk.

Diese Beeinflussung macht sich z. B. darin bemerkbar, daß die Ostseiten der nordsüdlich streichenden Bergkämme in ihrer tektonischen Mannigfaltigkeit weit ärmer ausgestattet sind als die Westseiten.

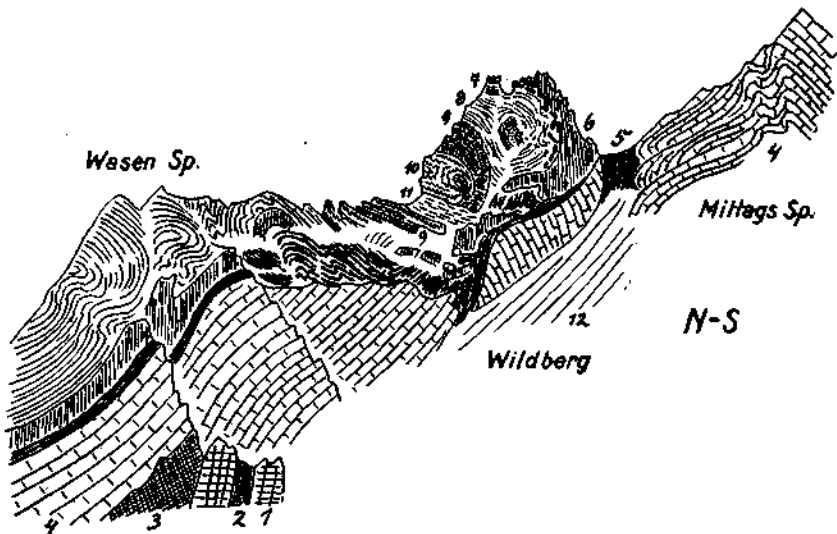


Fig. 18c.

1 = Kalke, Raibler Schichten. 2 = Sandsteine, Raibler Schichten. 3 = Rauhwacken-Dolomitmylonit. 4 = Hauptdolomit. 5 = Kössener Schichten. 6 = Oberrätikalke. 7 = Rote Liaskalke. 8 = Fleckenmergel. 9 = Hornsteinkalke. 10 = Aptychenkalke. 11 = Lechtaler Kreideschiefer. 12 = Schutthalden.

Ein prachtvolles Beispiel für diese schroff einseitige Ausgestaltung liefert der formensöhne Bergkamm, welcher das Sarotlatal an seiner Ostseite begleitet.

Dieser Kamm wirft die stolzen Gipfel von Zwölferkopf—Valbonakopf und Kennerberg in die Lüfte, alle drei ebenso bunt wie großartig gestaltet.

Fig. 19 legt ein geologisches Schema von Zwölferkopf—Valbonakopf vor, wie es sich hier vom Sarotlatal aus dem Beschauer bietet.

Der Schwung der Faltung wird durch die Mithilfe der weichen Kössener Schichten hinreißend lebhaft und elegant.

Die Kössener Schichten treten dabei in zwei getrennten mergel- und schieferreichen Stufen auf. Die untere und weit mächtigere ist zwischen Hauptdolomit-Plattenkalk im Liegenden und den rätischen Kalken im Hangenden eingeschaltet.

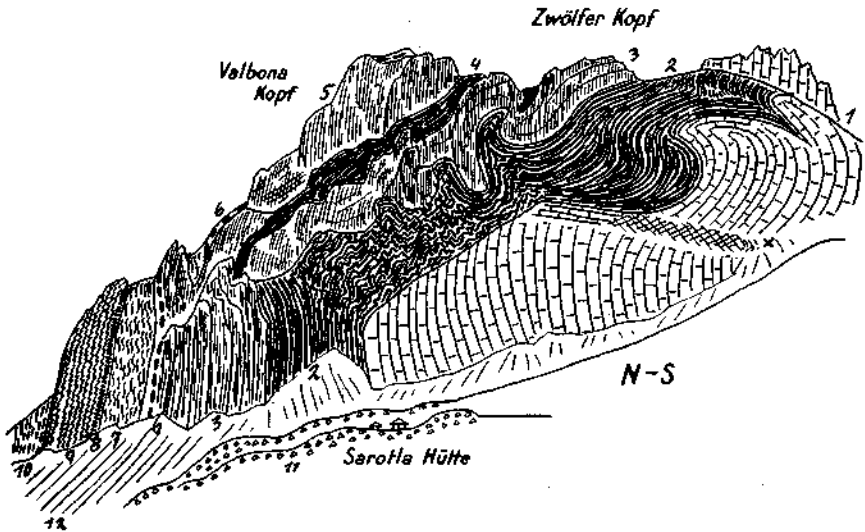


Fig. 19.

1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. — Hauptgruppe der Mergel. 3 = Rätkalk. 4 = Kössener Schichten. — obere Mergelzone. 5 = Oberrätkalk. 6 = Bunte Liaskalk. 7 = Fleckenmergel. 8 = Hornsteinkalk. 9 = Aptychenkalk. 10 = Lechtaler Kreideschiefer. 11 = Blockmoränen. 12 = Schutthalden. X = Zertrümmerungszone.

Es stellt sich aber auch noch im Innern der großen blanken Kalkmasse der Rätkalk eine schmälere Mergelzone ein.

Erst auf dem Dach des oberen Teiles der Rätkalk sind dann die roten Liaskalk angelötet. Diese zweifache Mergel-Schieferzone ermöglicht hier offenbar eine besonders günstige Beweglichkeit der Gesteinsmassen gegenüber von Faltung und Schiebung.

Man kann sich im Sarotlatal gar nicht leicht an dem prachtvollen Schwung dieser Felsen weit sattsehen.

Um so erstaunter ist aber der Wanderer, welcher diesen Kamm von der Sarotla-Hütte aus überschreitet und an seiner Ostseite gegen die Nonnen-Alpe hinabsteigt.

Der ganze wilde Schwung der Kössener Schichten ist wie verschwunden, ja vielfach ruhen die Rätkalk unmittelbar auf dem Hauptdolomit. Wir stehen erstaunt vor einem auf dieser Seite ganz verarmten Profil.

Der Einfluß der von O gegen W drängenden Bewegung ist also auch hier noch kräftig genug, um solche Verzerrungen in den Bewegungsbildern auf den parallelen Seiten eines schmalen Felskammes zu bewirken.

In der Gegend von Brand treten wir auch in das Verbreitungsgebiet der Arosazone innerhalb der Schuppen der Lechtaldecke ein. Es ist ein großes Verdienst von Joos Cadisch, durch die Einführung des Begriffes der „Arosazone“ eine Klärung in die wilde Verworrenheit und Buntheit der Stratigraphie und Tektonik am Westrand der Ostalpen gebracht zu haben. Man darf dabei aber nicht vergessen, daß die Bezeichnung „Arosazone“ weder eine stratigraphische noch eine tektonische Einheit in strengem Sinne bedeutet, sondern nur ein Überwiegen von charakteristischen Komponenten über daneben immer vorhandene, mehr lokale und zufällige Beimischungen. Es gibt wohl keine Stelle, wo vielleicht die Arosazone eine normale, reine Entwicklung zeigen würde wie etwa die Lechtal- oder Inntal- oder Krabachjochdecke.

Überall haben wir in der „Arosazone“ eine tektonische Gesteinsmischzone vor uns, deren Zusammensetzung, Umfang, Inhalt, Form und Mächtigkeit von Stelle zu Stelle wechselt. Trotzdem ist man kaum irgendwo im Zweifel, ob man es mit dieser Zone zu tun habe, so charakteristisch sind einzelne ihrer ständigen Komponenten.

Im Rätikongebirge sind die wichtigsten Gebiete der Arosazone bereits von W. v. Seidlitz und H. Mylius beschrieben worden.

Noch genauer sind diese Vorkommen dann von den nachfolgenden Schweizer Geologen kartiert worden, so daß man heute über die Verbreitung der Arosazone im Rätikongebirge schon sehr gut unterrichtet ist.

In bezug auf die Kartographie der Arosazone ist also im Rätikongebirge keine wesentliche Lücke mehr vorhanden.

Diese Kenntnis der Verbreitung und der Lagerung der Arosazone im Rätikongebirge gibt uns nun die Möglichkeit, genauere Vorstellungen von der Mechanik ihrer Einschaltung zwischen die Schubmassen der Lechtaldecke zu gewinnen.

Westlich von Brand liegt im Bereiche von Palüd-Alpe — Gallinagrät — Amatschon-Joch das größte Vorkommen der Arosazone innerhalb der Teilschuppen der Lechtaldecke im Rätikongebirge.

Wir besitzen von J. Verdam eine Karte i. M. 1:25.000 sowie auch Profile für dieses überaus interessante Gebiet.

Nach dem Anblick dieser Karte vermutet man allerdings weit größere Aufschlüsse als dann wirklich an Ort und Stelle zu finden sind. Der Grund liegt einerseits in den weichen Gesteinen, ihrer Neigung zu Rutschungen, andererseits in der reichen Bewachsung und Versumpfung der Gehänge.

Steigt man von Brand über den neuen Pfad zur Skihütte Palüd empor, so gewinnt man einen guten Einblick in den Untergrund, auf welchem hier die Arosazone lagert.

Fig. 20 legt die geologischen Befunde vor, die man bei diesem Anstieg einsehen kann. Zu unterst treten in flacher Lagerung Kreideschiefer und Sandsteine auf.

Darüber baut sich ein Steilhang auf, welcher aus schöngefärbten roten und grünen Quarzsandsteinen besteht. Darüber stellt sich eine

schmale Lage von gelber Rauhwanke und grauem, sandigem, kristallinem Dolomit ein. Es folgen nach aufwärts blaue, knollige Kalke und typische Hornsteinknauerkalke, die von Partnachschiefern bedeckt sind.

Erst über den Partnachschiefern kommen wir in den Bereich der Arosazone.

Hier liegt nun eine Mischungszone von verschiedenartigen Gesteinen vor, in deren genaueren Verband man leider keinen Einblick erhält.

Verschiedenartige Sandsteine, Schiefer, Ölquarzite, Breccien sowie Blöcke von Ophikalzit liegen ohne regelmäßige Anordnung hier herum.

Unter den Sandsteinen sind häufig Blöcke, welche eine ganz typische, höchst lebhaft und kurzweilige Schrägschichtung zeigen. Neben der Schrägschichtung tritt aber auch jene eigentümliche Art von Faltung auf, welche ich aus dem Gebiete der Gosauschichten des Muttekopfs als „Ohrmuschelfaltung“ beschrieben habe.

Eine wahnsinnige Verknüpfung zeigen dann die Blöcke aus rötlichem Ophikalzit.

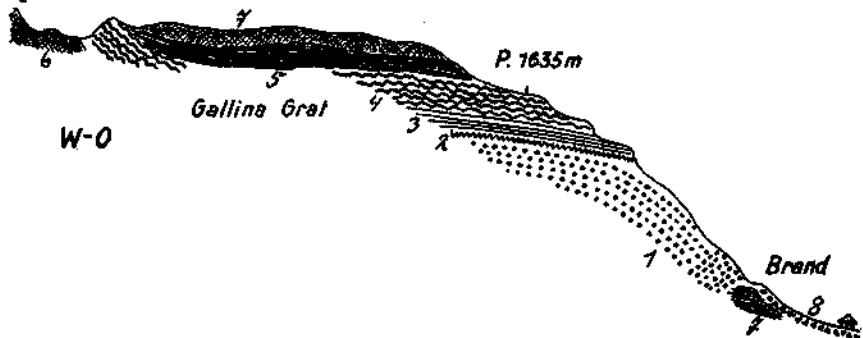


Fig. 20.

1 = Roter und grüner schöner Buntsandstein. 2 = Gelbe Rauhwanke und grauer, sandiger kristalliner Dolomit. 3 = Blaue, knollige Kalke. 4 = Hornsteinknauerkalke. 5 = Partnachschiefern. 6 = Hauptdolomit. 7 = Arosazone. 8 = Hangschutt.

Diese enthalten neben Serpentin reichlich rote Radiolarite, verschiedenartige Kalkfetzen, ja sogar Stücke von Phyllit, Gneis und Amphibolit. Massenhaft weiße Kalzitadern durchziehen das Gestein. Diese Kalzitadern sind charakteristischerweise ebenfalls noch auf das heftigste mitverfaltet. Diese eben beschriebenen, sehr auffälligen und ganz allein auf die „Arosazone“ beschränkten Gesteine kommen aber immer und immer nur in der Form von größeren und kleineren, aber stets abgerundeten Blöcken vor.

Die Abrundung ist aber keine so vollendete wie etwa bei Flußgeröllen.

In dieser so bunt zusammengesetzten Arosazone fand ich knapp unter der Scheitelhöhe des Amatschon-Joches auf seiner Ostseite ein kopfgroßes Stück einer Kalkbreccie voll von gut erhaltenen Schalen von *Orbitolina concava* Lam. Weiteres Suchen nach solchen Stücken war bisher ergebnislos.

J. Verdam tat einen Querschnitt durch den Gallina-Grat veröffentlicht, in welchem er der Arosazone eine große Mächtigkeit zuerteilt.

Nach seinem Profile würde dieselbe hier durch Anschoppung eine Mächtigkeit von mehr als 1 km erreichen.

Ich hatte bei meinen Begehungen eher den Eindruck, daß die Arosazone hier nur wie ein ziemlich dünner, unregelmäßiger Belag die Gesteine des alten Untergrundes überzieht.

Sie ist ähnlich wie Butter auf ein Stück Brot hier ihrem Untergrund aufgestrichen. Die besten Aufschlüsse der Arosazone fand ich in der Schlucht des Palüd Baches.

Fig. 21 gibt ein hier gewonnenes Profil wieder.

Dieses Profil verläuft von S gegen N und zeigt auch die Aufschiebung des Kammes der Windegger-Spitze auf die Arosazone an. Schollen dieser Schubmassen liegen hier mehrfach verstreut auf der Arosazone. Die Masse der Windegger-Spitze gehört selbst zur Basis der großen Scesaplana-Mulde.

Wir stehen hier also vor der Aufschiebung der Scesaplana-Schuppe auf die ihr im Norden vorgelagerte Arosazone. Diese Aufschiebung läßt

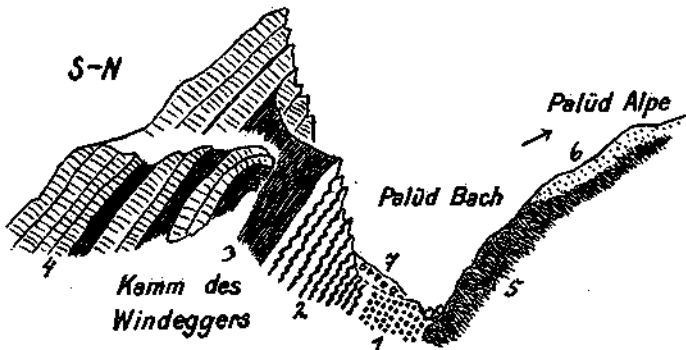


Fig. 21.

1 = Wohlgeschickleter, lichtgrüner Buntsandstein. 2 = Muschelkalk. 3 = Partnachschieben. 4 = Arlbergkalk. 5 = Arosazone. 6 = Moränen. 7 = Blockwerk.

sich vom Brandnertal über Amatschon-Joch—Setsch-Alpe—Panül Alpe—Lohnfreschen—Horn-Spitze bis zum Abbruch des Rätikons ins Prättigau verfolgen.

Das stellt eine Strecke von etwa 10 km vor, der entlang hier die Arosazone in zahlreichen Aufschlüssen immer wieder zutage kommt. Die Aufschlüsse westlich von Brand sind in diesem langen Zuge aber nicht nur die größten, sondern auch die tiefgreifendsten.

Denkt man sich hier die Bedeckung mit den Gesteinen der Arosazone entfernt, so hat man eine ziemlich hohe und steile Aufwölbung des Grundgebirges vor sich liegen. Über einen Kern von Buntsandstein wölben sich in regelrechter Folge Schichten von Muschelkalk-Partnach Schichten-Arlbergkalk.

Die Achse dieses Gewölbes streicht ziemlich genau von O nach W. Auf dieses Gewölbe erscheint nun die Arosazone aufgeschoben.

Dabei lagert die Arosazone aber nicht etwa auf der voll erhaltenen Form dieses Gewölbes, sondern auf deren Erosionsruine.

Der Einwanderung der Arosazone ist also eine tiefgreifende Abtragung vorangegangen, wodurch es erst ermöglicht wurde, daß sich die Gesteine dieser Zone auf so verschieden alte Teilstücke des Untergrundes legen konnten.

Der Weiterweg unserer tektonischen Deutung dieser Verhältnisse führt hier gleich zu zwei Fragestellungen.

Welche Rolle spielt dieses Gewölbe von Alttrias westlich von Brand und wie hat sich die Einwanderung der Arosazone hier vollzogen?

Nachdem die Lechtaldecke die tiefste Decke der nördlichen Kalkalpen vorstellt, muß diese Aufwölbung von Alttrias wohl auch zu derselben gehören.

Wenn dies der Fall ist, so haben wir hier die eigenartige Anordnung, daß ein Teil der Lechtaldecke unterhalb, ein anderer Teil aber oberhalb der Arosazone lagert.

Diese Anordnung läßt folgende, ziemlich einfache tektonische Lösung zu.

Wir haben zunächst eine große Überschiebung der Lechtaldecke, welche an ihrer Basis Gesteinsmassen der Arosazone mitgeschleppt hat. Die Arosazone selbst ist infolge ihrer Zusammensetzung aus lauter Gesteinsgemengsel nicht fähig, eine aktive Schubmasse zu bilden. Ihre Rolle ist eine passive. Sie braucht eine aktive Decke, welche sie entweder an ihrer Basis oder an ihrer Front mitschleppt.

Diese große Schubmasse der Lechtaldecke mit Gesteinsmassen der Arosazone an der Basis und wohl auch an der Stirne verfiel nun nach ihrem ersten Vorstoße den Angriffen der Erosion.

Dadurch kann z. B. ein vorderer Teil der Schubmasse von dem Hauptteil derselben abgetrennt worden sein.

Findet nun abermals ein Vorstoß der Schubmassen statt, so ist es möglich, daß der hintere Hauptteil über den abgetrennten Vorderteil vordringt und dabei Teile der Arosazone auf diesen Vorderteil hinaufschleppt. Das Schema — Fig. 22 — soll das Prinzip dieser Erklärung in ihrer Mechanik vorführen.

Die erste Überschiebung muß an Sohle und Stirne bereits die Gesteine der Arosazone mitgeschleppt haben.

Dieselben haben natürlich schon durch diese Verschleppung unter einer derartig schweren Masse eine tektonische Aufbereitung und Vermischung erlitten. Ebenso wurden bei diesem Vorgange jedenfalls schon Stücke aus der hangenden Schubmasse und aus dem überwältigten Untergrunde reichlich der gequälten Schmiermasse beigemischt.

Die nachfolgende Erosion hat dann in den Körper der großen Schubmasse ein Relief eingeschnitten.

An der uns hier interessierenden Stelle muß dieses Relief bis ins Niveau der Arosazone hinunter vorgedrungen sein und dieselbe auf eine größere Strecke hin entblößt haben.

Der nachfolgende neue Vorstoß ergriff die alte Schubmasse und schob dieselbe auf ihren früheren Stirnteil hinauf. Dabei hat sie offenbar die freiliegende Arosazone in größeren Massen aufgeschürft und auf ihren alten Vorderteil hinaufgeschleppt.

Nach dieser Hypothese müßte also das Grundgewölbe von Palüd Alpe—Gallina-Grat auch noch von Arosazone unterlagert werden.

Tatsächlich finden wir auch gleich westlich von Brand eine Stelle, wo flachliegende Kreideschiefer das Gewölbe des Buntsandsteins unterteufen.

Ich schließe mit diesen Angaben den Bericht über die Ergebnisse der Aufnahmen im Rätikon im Frühjahr und Herbst 1932.

Seine Fortsetzung dürfte voraussichtlich das Vorrücken der Aufnahmen bis zum Rheintal zum Gegenstande haben.

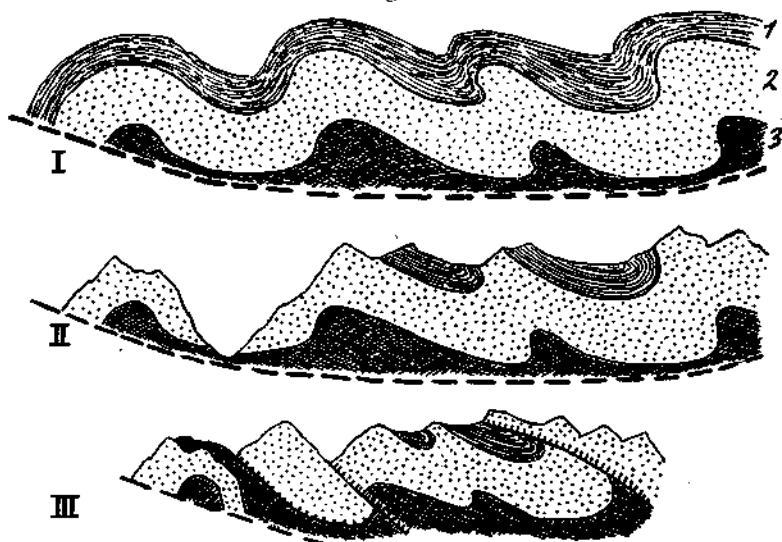


Fig. 22.

1 = Jura + Kreide der Lechtaldecke. 2 = Trias der Lechtaldecke. 3 = Mitgeschleppte Arosazone. I = Wanderung der Lechtaldecke und Mitschleppung der Arosazone an der Basis. II = Erosion der Lechtaldecke bis auf die Arosazone. Wahrscheinlich wurden in den tiefen Furchen noch Sedimente der Gosau abgelagert. III = Neuerlicher Vorschub der Lechtaldecke und engere Schuppung derselben. An Stelle der tiefen Erosionsfurchen Aufschürfung und Hebung der Arosazone.

Zusammenfassung.

Die vorliegende Arbeit legt zunächst Aufnahmeergebnisse aus dem Gebiete des Gampadelz-, Gauer-, Rells- und Brandnertale im Rätikon-gebirge in Vorarlberg vor und knüpft an diese Befunde tektonische Überlegungen und Folgerungen.

Den Ausgang bildet das Studium der Schrunser Mittagspitze. Diese stellt keine eigentliche Mulde vor. Bei der Alpilla Alpe kommt hier auf Juraschichten eine bunte Breccie vor, die wahrscheinlich zu den Gosauablagerungen gehört (Eisenspitzebreccie).

Die Zone der Mittagspitze bricht schroff im Einschnitt des Gampadelztales ab, wo aus ihr die mächtige Lederer Quelle entspringt.

Diese Zone hat keine Fortsetzung gegen O, wohl aber gegen S.

Die Ansicht W. v. Seidlitz', daß die Schollen von Trias-Jura im oberen Gampadelztal eine gegen S zu abgelenkte Fortsetzung der Zone der Mittagspitze vorstellen, hat sich trotz der Gegensprache von W. Häfner und A. H. Stahel bestätigt.

Außer den Trias-Jura-Gesteinen finden auch die Gosaubreccien und sogar Gesteine der Grauwackenzone im oberen Gampadelztal eine Fortsetzung gegen S zu.

Die Ablenkung im Streichen wird durch den Vorschub der großen Gneismasse von Gweiljoch—Sarotlaspitze bedingt. Diese kristalline Masse hat auch die eben erwähnten Schollen überschoben und überwältigt.

Wir haben es also hier mit zwei kristallinen Schubmassen zu tun. Auf der tieferen lagert die Trias-Jura-Kreide-Zone der Mittagspitze, die höhere ist rein kristallin und überschiebt die tiefere in der Richtung von O gegen W.

Diese Zweiteilung der kristallinen Silvrettamasse bestätigt also auch die Meinung von M. Richter, welche er in diesem Jahrbuche im Jahre 1930 ausgesprochen hat.

Sie widerlegt zugleich meine Deutung vom Jahre 1932, weil die Schubgrenze hier nicht senkrecht zum Gampadelztal, sondern parallel damit verläuft.

Die genaueren Untersuchungen im Gampadelztal haben es weiterhin wahrscheinlich gemacht, daß die enormen Mächtigkeitsschwankungen aller Zonen des Rätikons, welche hier unter die Gneismassen Gweiljoch—Sarotlaspitze eintauchen, nicht von der Hand der Tektonik, sondern von jener einer älteren Erosion hervorgebracht worden sind.

Bezüglich der Deutung der auffallenden O→W-Verschiebungen im Sulzfluhkalk der Weißplatte erscheint ebenfalls die Deutung W. v. Seidlitz' als „Blattverschiebungen“ berechtigt. Dieselben stehen wahrscheinlich mit dem jungen O→W-Vorstoß des Kristallins hier in engstem Zusammenhang.

Im hinteren Gauertal wurden die Aufschlüsse von Bilkengrat-Bilkentobel neuerlich begangen.

Man kann an dem großartigen Profil vom Schwarzhorn zur Sulzfluh vier Systeme von altersverschiedenen Schubbahnen unterscheiden.

Außerdem sprechen mehrfache Beobachtungen dafür, daß die Zone des Kreideflysches hier eine jüngere sedimentäre Einfüllung bedeutet.

Nach dieser Auffassung wäre also dieses großartige Profil gar nicht mechanisch einheitlich. Zwischen der alten mächtigen Tektonik, welche die Großanordnungen in der Wegrichtung von S gegen N schuf, und den jungen O→W-Bewegungen wäre eine Periode von tiefgreifender Erosion und nachfolgender Sedimentation einzuschalten.

Im Bereiche des Relstales konnte das Bild der großen Reliefüberschiebung noch wesentlich vervollständigt werden. Dieselbe erscheint hier in drei Lappen zerteilt.

Auf diese Dreiteilung haben die Formen des alten Reliefs einen entscheidenden Einfluß genommen.

Insbesondere hat die Steilkante des Freskalots hier auf die an-dringenden Schubmassen als „Wellenbrecher“ gewirkt.

Bezüglich der Entstehung des Lünersees ergab sich aus den neuen Beobachtungen, daß die Hypothese von H. Schardt nur zum Teil berechtigt ist.

Die Absenkung dieses Sees hat geoffenbart, daß hier kein alter unterirdischer Abfluß des Sees gegen das Relstal hin vorhanden ist, welcher durch einen Bergsturz verstopft wurde.

Wohl aber ist es möglich, daß in wesentlich älterer Zeit ein Tallauf von der Scesaplana über das Plateau der Todten Alpe und die Lünerrinne ins Rellstal in Betrieb stand.

Die Auflösung der Tektonik der Gruppe der Kirchlispitze führt zu der Einsicht, daß die hier besonders schön aufgeschlossenen Verschuppungen und Verfaltungen von Sulzfluhkalk mit Couches rouges und Sandsteinen und Schiefern der Kreide sich leichter auf ein Bewegungsspiel in der Richtung O→W als S→N zurückführen lassen.

Die mächtige Knickung im Bereiche des Rellstaales setzt sich auch noch ins Gebiet des Brandnertaales fort.

Sie wird hier besonders als scharfe Abknickung der großen Kreidemulde der Scesaplana interessant.

Weiter werden die schroffen Einseitigkeiten des Profils Zwölferkopf—Valbonakopf als Folge eines Bewegungsdranges von O gegen W gedeutet. Die Westseite dieses nordsüdlich streichenden Bergkammes erscheint mit reichen schwungvollen Faltungen ausgestattet, die auf seiner Ostseite ganz verarmen.

Zum Schlusse wird noch die Aufschiebung der „Arosazone“ auf das Grundgewölbe westlich von Brand näher beschrieben und mechanisch untersucht.

Das Ergebnis weicht von der Darstellung von J. Verdam wesentlich ab.

Während dieser Geologe nur mit einer mächtigen Aufpressung und Verschiebung der Arosazone aus der Basis der Lechtaldecke rechnet, wird hier die mechanische Lösung mit zwei Überschiebungen und einer dazwischen eingeschalteten Erosionsperiode versucht.

Durch die Zerlegung der Tektonik in mehrere durch Erosionseinschnitte getrennte Vormärsche gewinnt auch im Rätikon die Ausbildung von Reliefüberschiebungen an Bedeutung.

Ein Teil der hier vorhandenen Erosionseinschnitte ist noch mit den in diese jeweils neugeschaffenen Hohlformen eingefüllten Sedimenten ausgestattet. Das Meer hat also mehrmals in die Ruinen der Gebirgsbildungen eingegriffen.

In erster Linie gilt dies von den Lechtaler Kreideschiefern, welche aus den Lechtaler Alpen über das Bindeglied der Davenna unverändert auch den Rätikon schräg durchziehen. Ihnen kommt zur Hauptsache wohl zenomanes Alter zu. Die denselben vorherschreitende Erosion hat weder besonders tief noch auch besonders schroff eingegriffen. Im Rätikon sind unter den Kreideschiefern noch überall die Aptychenkalke erhalten.

Wie in den Lechtaler Alpen tritt aber auch im Rätikon eine jüngere und viel schroffer transgressive Kreideablagerung auf, welche ich als Eisenspitzbreccien beschrieben habe. Sie gehören wahrscheinlich zu den Gosauschichten. Ihre Erosionsbasis ist wesentlich tiefer eingeschnitten.

Die große Masse des Kreideflysches von Tilisuna weicht in ihrer Ausbildung sowohl von den Lechtaler Kreideschiefern als auch von den Eisenspitzbreccien ab. Die Flyschähnlichkeit ist weit auffallender als bei den Kreideschiefern. Einzelne Breccien sind aber doch sehr ähnlich. W. von Seidlitz hat aus der Tilisuna-Gegend Funde von *Orbitolina lenticularis* Lamm. gemeldet.

Was die Deutung dieses Kreideflysches sehr erschwert, ist das Fehlen einer normalen Unterlagerung. Während die Lechtaler Kreideschiefer dicht und innig mit den Aptychenkalken verlötet sind, finden wir unter dem Tilisuna-Flysch ein wildes Mischwerk verschiedener scharf strapazierter Gesteinsschollen und Linsen und die Schubbahn auf dem Sulzfluhkalk.

In der hier vorliegenden Arbeit ist der Versuch gemacht worden, die Zone des Kreideflysches aus der Zwangsjacke der Haupttektonik des Rätikons herauszulösen.

Wenn der Kreideflysch der Oberkreide angehört, so muß die Haupttektonik im Rätikon älter als die Gosauschichten sein. Dieses Ergebnis würde sich mit den Erfahrungen in den Ostalpen gut vereinigen lassen.

Die geringfügige Tektonik, welche in den unversehrten und nur leicht verbogenen Schichtafeln des Kreideflysches steckt, wäre dann auf Rechnung von jüngerer Tektonik zu stellen.

Übrigens hat H. Mylius schon im Jahre 1913 aus dem Bewegungsbild des Kreideflysches am Verspalengrat den Schluß gezogen, daß dieser Flysch hier nicht von S gegen N, sondern umgekehrt von N gegen S geschoben wurde.

Diese Vorstellung schließt sich jedenfalls den hier im Kreideflysch wirklich vorhandenen Verbiegungen weit natürlicher an, als etwa die Annahme von Tauchfalten.

Glazialgeologische Untersuchungen in der Umgebung südlich des Arlbergpasses.

Von **Otto Reithofer.**

(Mit 1 Textfigur und 1 Tafel.)

Bei der Neuaufnahme des kristallinen Anteils von Blatt Stuben wurde auch auf eine genaue Kartierung der Glazialablagerungen geachtet. Das hier zu besprechende Gebiet (siehe Fig. 1 und Taf. V), das ich in den Jahren 1929—1932 kennenlernte, umfaßt das Maroi- und Pfluntal, die Umgebung S des Arlbergpasses, der Stubiger- und Albona Alpe, das bei Langen in die Alfenz mündende Tal des Albonabaches mit seinem Hintergrund „Im Krachel“, das Nenzigasttal und die Nordabhänge zwischen Burtshakopf-Mittagstein und Kristbergsattel auf der Südseite des Klostertales.

Das Maroi- und Pfluntal (siehe auch 9¹⁾, S. 306) sind linke Nebentäler des bei St. Anton am Arlberg ins Stanzertal mündenden Ferwalltales. Der Maroibach mündet S der Wagner Hütte und der Pflunbach bei der Vord. Branntweinhütte, NW der Konstanzer Hütte in die Rosanna. N des Maroijöchls breiten sich über dem Arlberg-Tunnel die weiten Terrassen der Stubiger- und Albona Alpe aus. Das SSO von Klösterle liegende Nenzigasttal ist ein tief eingeschnittenes Quertal. Sein bedeutendstes Nebental (linkes) ist das ziemlich im Streichen (OW) verlaufende Eisental. Auch das O davon liegende Tal des Albonabaches ist ein Quertal, ebenso der S von Danöfen mündende Vermalentobel, der der einzige tiefere Einschnitt in den Nordabhängen zwischen Burtshakopf und Kristbergsattel ist.

Die Wirkungen der Glazialerosion sind an vielen Stellen erkennbar. Über dem gut gerundeten Rücken S des Sees am Gafluna Winterjöchl ist die eiszeitliche Schlifffgrenze deutlich erkennbar, die hier in einer Höhe von zirka 2380 m liegt. Dieser Wert stimmt sehr gut mit dem von A. Penck (7, S. 275) angegebenen Wert von 2350 m für die Gegend O des Arlbergs überein. Der dieses Jöchl von O nach W überfließende Eisstrom hat hier eine Mächtigkeit von nur etwa 50 m gehabt.

Zum Westrande der 1850er Moräne auf der Südseite des Kaltenberges zieht ein schön ausgeschliffenes und muldenförmig eingetieftes kleines Tal herunter. Auch das ganze Gelände N ober P. 2266 und W von P. 2478 zeigt starke glaziale Abschleifung. Im Maroitale liegt der kleine See NO unter P. 2462 z. T. in einem glazialen Becken. Die Rundhöcker NO davon sind stellenweise mit Moränenschutt überkleidet. Auch S des Sees schöne Schlifflflächen, ebenso in der Umgebung von P. 2196. In wunderbarer Weise ist das Felsbecken SW P. 2365 ausgetieft. Weitere Becken finden sich O und SO dieses Punktes.

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

Das Joch bei P. 2245 W Peischelkopf wurde sicher zur Zeit der Großvergletscherung vom Eis in der Richtung von S nach N überflossen. Die vier kleinen und die zwei größeren Seen in der Umgebung dieses Joches sind glazialen Ursprungs. Ebenso wurde auch der schön abgerundete Sattel O des Peischelkopfes noch vom Eis überflossen und der O anschließende Felsrücken lag unter der Eismasse. Die Eiswirkung in der Umgebung des Arlbergpasses selbst hat schon A. Penck (7, S. 275) beschrieben. Der Albona See S P. 2023, die kleinen Seen S und SW P. 2011 und die verschiedenen heute vermoorten kleinen Seen z. B. N und NW unter P. 2221 sind durch die Erosion des Gletschers entstanden.

Bei der Alm-P. 1578 am Albonabach ist der rundhöckerartig abgeschliffene Felsen mit Moränenschutt verkleidet, dahinter Übertiefung. Stark glazial abgeschliffen ist der Schiefergneis N unter P. 2047 (Bludenzer A.), die ganze Wildebene, der Felsrücken S ober P. 2029 im Eisental und der westliche Teil des Verrukanovorkommens am linken Ufer der Alfenz S Außerwald. Durch Glazialerosion ist auch das Becken des Pflunsees N der Wildebene und das große Becken NNO darunter bei P. 2267 entstanden, das auf seiner Nordwestseite von einer Felsrippe begrenzt wird, die an ihrem nördlichsten Teil mit Schutt (?Moräne) überkleidet ist. Auf dieselbe Weise ist der kleine See NO P. 2076 (Süd), S Bettler A. (daneben Gletscherschliffe) und die Wanne des vermoorten Sees NO davon entstanden. Besonders schöne Gletscherschliffe zeigt hier der Schiefergneis. Vielfach findet sich hier über dem Anstehenden eine ganz dünne Moränendecke.

Am Ausgange des Nenzigasttales ist W unter P. 1332 ein wenigstens 15 m tiefes glaziales Becken ausgeschürft worden, das am Nordrande durch widerstandsfähigere Phyllitgneislagen mit Feldspatknotten abgedämmt wird, durch die sich der Nenzigastbach in postglazialer Zeit ziemlich tief eingeschnitten hat.

Für die Beurteilung des Alters der z. T. sehr gut erhaltenen Moränenlandschaften im untersuchten Gebiet geben die rezenten Vergletscherungsverhältnisse im Pfluntal, am Kaltenberg und im Eisental gute Anhaltspunkte. Auf der Südseite des Pfluntales liegen 3 kleine Gletscher von ähnlicher Größe mit N-Exposition und einer oberen Grenze von ca. 2600 m. Der N unter dem Trostberg und der mittlere N unter P. 2653 reichten auf ihrer Nordwestseite im J. 1929 etwas unter 2500 m hinab, während der westliche NW unter P. 2653 nicht ganz an die 2500 m-Linie heranreichte. Auf der N-Seite des Pfluntales, S unter dem Kaltenberg, liegt ein kleines Eirfeld mit S-Exposition zwischen 2600 und 2530 m Höhe. Im Hintergrund des Maroitales reicht der Kaltenberggletscher, der der bedeutendste Gletscher des westlichen Teiles der Ferwallgruppe ist, trotz N-Exposition von 2900 m nur bis ca. 2570 m im J. 1930 hinab, während E. Richter (10, S. 85) im J. 1888 2300 m als untere Grenze angibt. Von den vier gleich gelegenen Gletschern, die er hier erwähnt, ist der kleine NO unter P. 2753 vollständig verschwunden. Der NW dieses Punktes liegt zwischen ca. 2730 und 2600 m, der O unter P. 2900 reicht von fast 2800 bis 2500 m hinab.

Eigenartig ist es, daß sich am Fuße dieser zwei kleinen Gletscher ein Firnfeld erhalten konnte, das wenigstens bis auf 2350 *m* herabreicht. Das Firnfeld W vom Gstaunsjoch ist völlig ausgeapert. W unter dem Kaltenberg liegt ein kleines Firnfeld zwischen ca. 2830 und 2720 *m*.

Der Gletscher NO unter der Östl. Eisentaler Sp. mit N-Exposition reicht von ca. 2740 bis 2540 *m* (im J. 1931) hinab, der NW davon von ca. 2700 gegen 2500 *m* und der N unter P. 2531 (alle mit gleicher Lage) von 2500 bis gegen 2300 *m*. Unter einer kleinen Felsstufe darunter liegt noch ein kleines Firnfeld. Die Vereisung reicht hier fast noch so weit wie vor 50 Jahren (10, S. 85) hinab, nur hat der Gletscher hier bedeutend an Mächtigkeit verloren.

E. Richter (10, S. 89) nimmt die Höhe der Schneegrenze für die Ferwallgruppe mit etwa 2700 *m* an, was für die Zeit um 1880 sicher zu hoch gegriffen war, da sich während der inzwischen vergangenen 45 Jahre trotz des allgemeinen starken Rückganges der Vergletscherung die kleinen Gletscher z. B. auf der Nordseite des Trostberges so gut erhalten haben, muß die Schneegrenze damals unbedingt tiefer gelegen sein. Die Annahme einer heutigen Schneegrenze für diesen Teil der Ferwallgruppe in einer Höhe von etwa 2700 *m* dürfte wohl kaum zu nieder sein.

Die Ansicht von E. Richter (10, S. 85), daß diese Gletscher nur Schlucht- und Lawinengletscher seien, ist nicht zutreffend, da keiner dieser Gletscher in einer Schlucht oder in einem schluchtartigen Tal oder Kessel liegt und wohl nur bei den Firnfeldern S und W unter dem Kaltenberg mit einer größeren Zufuhr von Lawinenschnee zu rechnen ist.

Morphologisch erkennbarer Moränenschutt liegt nicht nur wie auch Fig. 1 und Taf. V zeigen, in weiter-Verbreitung in den Karen, sondern bedeckt auch große Teile der Talhänge. Dabei handelt es sich aber größtenteils um von den Talseiten stammende Moränenablagerungen, da die aus dem Talhintergrunde kommenden Moränenmassen an Ausdehnung meist stark zurücktreten.

Im folgenden Teil ist zu beachten, daß alle Moränen, bei denen keine Angaben über die Bewachsung gemacht werden, gut bewachsen sind. Moränenwälle mit gut erhaltenen Formen werden mit E_1 bezeichnet, solche mit undeutlichen verwaschenen Formen mit E_2 . Für Moränen, die aus feinerem Schutt hestehen, wurde die Bezeichnung *g*, für solche aus mittelgrobem Schutt *mg* und für solche aus gröberem Blockwerk *G* verwendet. Die öfters vorkommende Bezeichnung „zungenförmige“ oder „zungenartige“ Moräne wird für solche Moränen angewendet, die die Form einer Gletscherzunge besitzen (siehe auch 8, S. 230).

Das Pfluntal.

Im Kar auf der Südseite des Kaltenberges liegt zwischen 2510 und 2480 *m* ein fast unbewachsener 1850er Stirnwall (E_1). Darüber frischer Moränenschutt. Dieser Stirnwall überlagert einen (1820er?) Stirnwall (E_1), der auf 2410 *m* hinabreicht. Darunter Teile eines linken Seiten- und Stirnwalles. Von 2340 *m* reicht auf 2280 *m* ein Stirnwall mit linkem Seitenwall hinab, z. T. mit gr. Blöcken. W davon liegt in ca. 2370 *m* ein undeutlicher, ganz frischer Rest eines 1850er Firnhaldenschuttwalles, der nur so zu erklären ist, daß sich unter den älteren Wällen längere Zeit

eine kleine Firnhalde erhalten hat. W von P. 2266 reicht ein großer Daunstirnwall zungenförmig zu P. 2121 hinab, der oben statt eines Rückfalles eine Verflachung aufweist. Auch ein kleiner linker Uferwall ist erhalten, dem ein ebensolcher vorgelagert ist. Die Moränen darüber sind frührezent (3, S. 69, 103—121) bis rezent.

Die zwei westl. Gletscher auf der Südseite des Pfluntales besitzen ganz junge Stirnwälle. In 2310 m NW unter P. 2443 liegt ein Firnhaldenwall aus frischen Blöcken. Darüber in 2360 m ein mit Flechten bewachsener Blockwall (1820?), nach oben rasch frisch werdend. In 2420 m beginnt

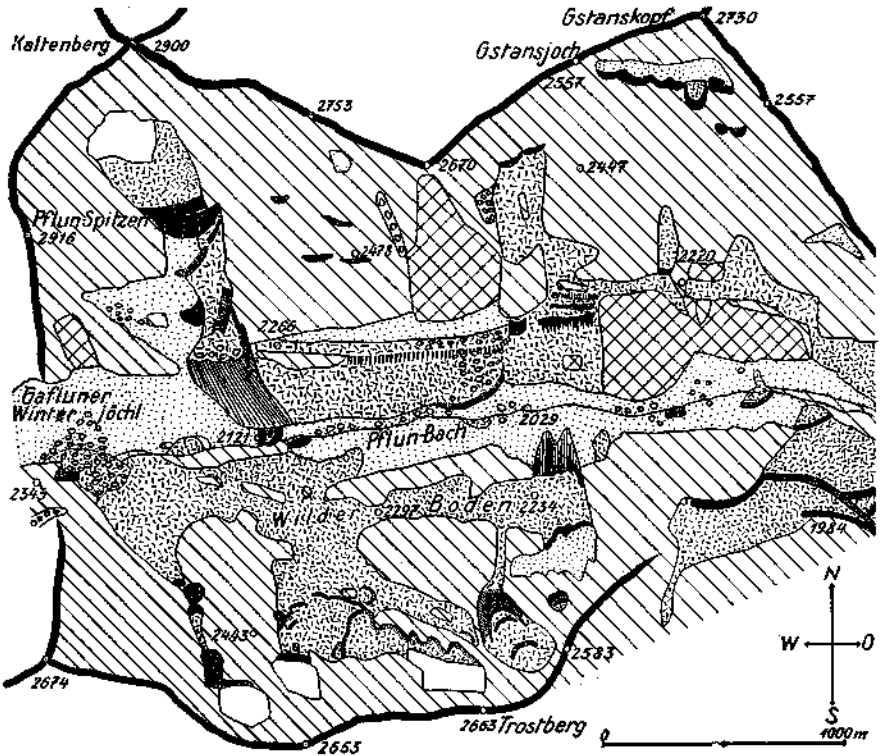


Fig. 1. Zeichenerklärung siehe Taf. V.

die 1850er Blockmoräne, die unmerklich in die heutige übergeht. Auch beim Firnfeld NW unter dem Trostberg ist diese Trennung nicht durchführbar. Die frischen Moränenbögen N, NW und WNW darunter gehören wohl dem 1850er Stand an, ebenso die schwach bewachsenen unteren Stirnbögen NW unter P. 2583 (während die oberen wohl jünger sind) und die N dieses Punktes SO ober P. 2234 liegen frührezente Stirnbögen, die teilweise von frischem Schutt überdeckt werden. O dieses Punktes ist ein kleiner rechter Uferwall. Auf der N-Seite hängt die zugehörige etwas wallförmige Daunmoräne zungenförmig gegen P. 2029 hinab. Der „Wilde Boden“ ist mit einer dünnen Moränendecke überkleidet.

Die vier kleinen Stirnwälle S unter P. 2753, die zwei (Blockmoränen) O P. 2670 und die zwei SW P. 2557 (in 2430 m, [g]) sind frührezent bis rezent. Gleiches Alter hat der ziemlich große Stirnwall S unter P. 2730, der zwischen 2530 und 2490 m liegt, mit größeren Blöcken, und die an ihn seitlich anschließenden kleinen Stirnwälle, die im hinteren Teil z. T. mit frischem Blockwerk verkleidet sind. Auf der Ostseite wird durch einen Wall ein kleiner See gestaut. SSO unter dem Gstansjoch reicht eine große Moräne (g) zungenförmig bis auf 2260 m hinab, deren unterer Teil wohl noch Daunalter hat. Darunter Verflachung. Von P. 2266 bis NNW ober P. 2029 erstreckt sich eine große Moränenmasse, die in ihrem obersten Teile etwas wallförmig ist, nach hinten aber statt eines Rückfalles nur eine Verflachung aufweist und NW P. 2029 zungenförmig tief hinabhängt. Der kleine Moränenrest auf der rechten Seite des Pflunbaches hing früher wohl mit dieser Masse zusammen, die in ihrem östlichen Teil besonders reich an großen Blöcken ist. Diese Erscheinungen und das Vorkommen undeutlicher Spuren zweier Halte SO unter P. 2266 sprechen dafür, daß es sich doch um eine von N kommende Daunmoräne handelt und nicht um einen riesigen, allerdings sehr undeutlichen linken Uferwall. O davon kleiner Stirnwall (g). Weiter O weist die gegen den Bergsturz nur schwer abtrennbare Moräne in zirka 2220 m und etwas darüber zwei deutliche Verflachungen auf, die das Vorhandensein von drei kleinen Halten andeuten. Die Oberränder der Schraffen (in Fig. 1) zeigen einen scharfen Profilknick an.

Der See am Gaflluna Winterjöchel wird durch einen von N kommenden Bergsturz abgedämmt, dessen Form auf der Ostseite es wahrscheinlich macht, daß er auf einen Gletscher (frührezent) niederstürzte. Seine Abgrenzung gegen N ist unscharf. S ober P. 2343 und SO unter den Pflunspitzen liegen große Bergsturzböcke. O unter dem Jöchel findet sich zwischen 2200 und 2160 m ein moränenbedeckter (G) Felsrücken. Bei P. 2121 liegen Daunstirnwälle (E_1), ihrer Form nach eher einem von W kommenden Gletscher angehörend. Dahinter kleiner Stauplan. Auf der rechten Bachseite Wallrest (E_2). O unter P. 2029 liegen in 1960 m stark zerschnittene Reste eines älteren Haltes. Darunter in 1930 m Teile eines Stirn- und rechten Seitenwalles (E_1 mg). Auf der linken Seite nur undeutliche Spuren. In 1900 m findet sich auf der rechten Seite ein Teil eines Stirnwalles. Die weiter abwärts am Ausgange des Pflun- und Fasultales liegende reich gegliederte Moränenlandschaft, deren Wälle einem Gschnitz II Stande angehören, wurde bereits in Fig. 2 (8, S. 219) dargestellt und beschrieben (8, S. 227—231).

Zwischen Gaiskopf und P. 2557 täuscht der aus anstehendem Glimmerschiefer bestehende Grat seiner Verwitterungsform nach auf Entfernung einen großen Uferwall vor.

In der Arbeit „Über den Nachweis von Interglazialablagerungen zwischen der Würmeiszeit und der Schlußvereisung im Ferwall- und Schönferwalltal“ (8) wurden die Endmoränen am Ausgange des Pflun- und Fasultales und die aus dem Schönferwalltal als Gschnitzmoränen bezeichnet. Für diese Wälle ist aber schon mit einer Senkung der Schneegrenze um 400—500 m das Auslangen zu finden. Für Moränenwälle, deren Lage eine Senkung der Schneegrenze um 400—500 m unter

das Niveau der heutigen erfordert, haben W. Heissel (2, S. 435) und J. Ladurner (5, S. 402) die Bezeichnung Gschnitz II eingeführt. Die Blockmoräne außerhalb der Wagner Hütte erfordert eine etwa 100 m oder etwas mehr betragende tiefere Depression der Schneegrenze und nicht, wie irrtümlich angegeben wurde (8, S. 227), eine solche von 300 m, worauf F. Machatschek (6, S. 17) mit Recht verwiesen hat. Für diese Blockmoräne ergibt sich somit ein Gschnitz I Alter. Auf die inzwischen erschienene Kritik der oben genannten Arbeit von H. Bobek werde ich später eingehend zu sprechen kommen.

Das Maroital.

Unter der Zunge des Kaltenbergferners ist ein Teil der linken Seitenmoräne des 1850er Standes erhalten, außerdem noch Teile des dazugehörigen, aber schon stark zerschnittenen spärlichbewachsenen Stirnwalles. Der Moränenschutt ist mittelgrob. Die Stücke sind z. T. ganz gut gerundet. Am nördlichen Ufer des Moränensees sind unbewachsene Reste eines ?1890er Standes erhalten. O darunter finden sich zwei Moränenhügel, die wohl einem 1820er Stande angehören. Am Fuß der Felswand unter dem nach O anschließenden Gletscher liegt frischer Moränenschutt in Gestalt eines Schuttkegels. Ein ganz kleiner solcher Moränenschuttkegel liegt N unter P. 2753. NNO unter diesem Punkt liegt ein frischer 1850er Wall. O davon frischer Blockmoränenschutt (1850 und jünger). Unbewachsene 1850er Blockstirnmoräne W unter dem Gstansjoch in zirka 2480 m. N unter P. 2462 liegt eine Bergsürzmoräne mit teilweise sehr großen Blöcken.

WSW von P. 2365 ist die linke Hälfte eines Stirnbogens (*g*) erhalten. Auf der rechten Seite des Baches liegen S dieses Punktes zwei Stirnbögen aus gröberem Material. Der kleine S anschließende rechte Seitenwall aus Blöcken gehört wohl kaum zu diesen zwei Stirnbögen, die an ihrem hinteren Ende feineren Moränenschutt überlagern, ebenso der innerhalb dieses Wallstückes liegende längere Uferwall (E_2g). Der kleine See NO unter P. 2462 wird auf seiner Nordwestseite durch eine etwas ältere Seitenmoräne mit gröberem Schutt abgedämmt, deren Formen ganz verwaschen sind. Die Moränen S und SW von P. 2365 sind rezente bis frührezente Ablagerungen des eigentlichen Kaltenberggletschers.

Im Kar S unter P. 2575 liegt eine linke, wohl frührezente Ufermoräne (E_1g-G), außerdem ein rechter Seitenwall (*g*). Die mittlere ziemlich grobblockige Moränenmasse endet etwas wallförmig nach unten. Die beiden letzteren Moränen sind eher etwas jünger.

Große frührezente Stirnmoräne (E_1G) im Kar OSO unter P. 2575, die im hinteren Teil fast frisch ist und nach oben ohne deutliche Grenze in eine Schutthalde übergeht. N darüber kleiner frührezenter Stirnwall (E_2g-G). OSO unter dem Albonkopf liegt Moränenschutt, der vielleicht einem verwaschenen Rest eines linken Uferwalles angehört.

O unterm Albonkopf liegt in 2340 m ein frührezenter Stirnwall (E_1g) mit einzelnen groben Blöcken. NO darunter reicht ein wohl gleichalteriger linker Uferwall bis 2320 m hinab. Darunter liegt eine große

stark zerschnittene Moränenmasse mit teilweise grobem Blockwerk und einer Ufermulde am Nordrande. Auf ihr liegen zwei lange Daunstirnwälle, ein innerer E_1 , ein äußerer E_2 . Besonders der innere hat z. T. große Blöcke. Darunter befindet sich in zirka 2100 m ein niedriger kleiner Wall (E_2g), der seiner Lage nach knapp unter einem Gehängeknick und seinem etwas schief talab gerichteten Verlauf nach eher eine Seitenmoräne des Kaltenberggletschers eines älteren, wahrscheinlich Gschnitz II Standes darstellt.

OSO von P. 2457 kleiner Moränenhaufen. In zirka 2380 m WNW ober P. 2318 dämmt ein kleiner Stirnwall einen See ab. NW darüber kleiner Stirnwall (G). Moränenschutt ist hier weit verbreitet, doch tritt überall das Anstehende darunter zutage. N des Sees sind zwei kleine Blockwälle in zirka 2400 m. Kleine rechte Ufermoräne (mg) NO unter P. 2529 in zirka 2340 m, NW ober P. 2082 in zirka 2200 m Teile eines Stirn- und Seitenwalles (E_2) mit zahlreichen Blöcken und NO darüber linke Ufermoräne (g). Die etwas wallförmige kleine Moräne W ober P. 2082 in zirka 2260 m stellt wohl einen Rest eines linken Seitenwalles dar. Alle diese Moränen sind frührezent bis rezent. Gleiches Alter hat auch der S unter P. 2404 liegende, z. T. nur mit Flechten bewachsene Stirnwall, der bis 2280 m herabreicht und der S unter dem Peischelkopf in zirka 2300 m.

Bei der Alm — P. 2082 — liegt ein hufeisenförmiger Daunstirnbogen (E_1g), der innen kleine Reste zweier weiterer Bögen enthält. NW darüber liegt ein linker Uferwall (mg), der wohl noch jünger ist. Die zahlreichen unter der Alm liegenden Uferwälle (g), von denen zwei in einen Stirnwall umzubiegen beginnen, haben größtenteils stark verwaschene Formen. Das Alter dieser Wälle liegt zwischen Daun und Gschnitz II. Sehr nahe an Gschnitz II reicht der in zirka 1820 m SSO unter P. 2082 liegende geradlinig verlaufende Blockwall (E_1), der wegen seines Reichtums an Muskowitgranitgneisstücken (dieses Gestein steht hier an) wohl eher einem von NNW kommenden Gletscher angehört.

Nach O schließt hier eine große ungegliederte Moränenmasse (g) an, die bis an den Maroibach hinabreicht und auf ihrer Westseite deutlich zungenförmig ist. Die untersten Teile dieser Masse haben sicher Gschnitz II Alter.

SSW ober P. 2196 frühreznenter Stirnwall (E_2), SO darüber Teil eines linken Seitenwalles. Bei der Moräne NNW unter P. 2196 ist ein ganz kleiner Wall (E_2g). Die Moräne (g) NW unter P. 2127 endet nach hinten mit einem deutlichen Rückfall (Daun). NO unter P. 2127 liegen zwei Daunstirnwälle (E_2), bei P. 2024 ganz verwaschene Reste eines Stirnwalles ($g-G$), darüber Reste eines kleinen Walles (E_2 — alle von S kommend). Die O von P. 2024 liegenden Orthogneisblöcke können nur von einem älteren Stande des Kaltenberggletschers hierhergebracht worden sein. Kleiner Daunstirnwall (G) N unter P. 2245. Darunter Andeutungen eines älteren Haltes, mit linkem Seitenwall, der vielleicht ebenso wie der rechte auf der Ostseite der bis zum Maroibach hinabreichenden Gschnitz II Moränenmasse angehört. Diese unten zungenförmig endende Moräne besteht größtenteils aus grobem Blockwerk. Für diese Moräne und die gleichalterigen ebenfalls zungenförmig endenden Moränen

N und NO unter P. 2078 fehlt ein geeignetes Einzugsgebiet. Es ist daher eigenartig, daß ein so kleiner Hanggletscher in stande war, so große Moränenmassen abzulagern.

O unter P. 1701 ist ein kleiner Teil eines großen Gschnitz II Stirnwalles (E_1g-G) des ehemaligen Maroitalgletschers erhalten. Weiter talaus liegt auf der rechten Seite ein etwas älterer rechter Uferwall (E_2G). Die O anschließenden Ablagerungen am Ausgange des Maroitales sind in Fig. 1 (8, S. 218) dargestellt. S des Weges ins Maroital erhebt sich SSW ober der Wagner Hütte ein kleiner Hügel, der auf seiner Westseite aus anstehendem Schiefergneis besteht, auf der Ostseite aber von Blöcken aufgebaut wird, O darunter liegt ein kleiner Blockwall. Unter den Blöcken die eine Größe bis mehrere Kubikmeter erreichen, finden sich neben verschiedenen Orthogneisen auch sichere Biotitgranitgneise, die nur aus dem Ferwalltal stammen können. Ob es sich hier um Reste einer Seitenmoräne eines Rückzugsstadiums der Würmeiszeit oder eines älteren Standes der Schlußvereisung handelt, ist nicht zu entscheiden. Erratisches Blockwerk liegt nicht nur in der Umgebung dieser Wallstücke herum, sondern auch N davon am Wege.

Am rechten Ufer des Maroibaches liegt in zirka 1540 m ein ganz kleiner Wall (G), dessen glaziale Entstehung aber nicht ganz sicher ist. Darüber zieht sich am Rande der Schlucht entlang ein kleiner Seitenwall mit einigen Unterbrechungen bis gegen 1640 m hinauf. Seine Lage spricht eher gegen eine Ablagerung durch einen Gletscher. Bei Gewittern und Murbrüchen entstehen am Rande von Bächen oft ganz ähnliche, mitunter lange Wälle.

Das Gebiet südlich des Arlbergpasses, der Stubiger- und Albona Alpe.

NNW ober P. 2124, W Kalteneck liegen in zirka 2170 m zwei sehr kleine wohl frührezente Firnhaldenschuttwälle mit Ostexposition. Die in geringer Mächtigkeit NO unter P. 1946, W der Arlbergstraße anstehenden Schotter sind sicher ganz jung. Auf der Ostseite des Peischelkopfs liegt in einem schönen kleinen Kar, das nach N mündet, ein frührezenter Stirnwall (G), NO unter P. 2337 liegt ein großer Daunstirnwall (E_1). Auf der Ostseite des schon größtenteils vermoorten Albona-Sees lagert eine Bergsturzmoräne. Durch diese wird nur der nördliche kleine See gestaut. Der hier nach W auskeilende Muskowitgranitgneis bildet einen Felsriegel. O des südlichen Sees liegt ein kleiner Moränenhaufen (g). Von P. 2040 ziehen nach O Spuren eines langen Walles (E_2). Daunmoränenwälle liegen auch W unter P. 2040. Hier ist ein großer Stirnwall (g), der im westlichen Teil aus zwei übereinander liegenden Wällen besteht und in dessen oberem Teil sich ein kleiner Aufschluß von Muskowitgranitgneis findet. Diesem Wall sind mehrere kleine Wälle vorgelagert, ganz westlich ein etwas zungenförmiger. N unter P. 2040 und NW unter P. 2221 liegt Bergsturzblockwerk.

N unter P. 2023 finden sich in zirka 1710 m NW unter dem Arlbergpaß zwei kleine Wälle (E_2) mit größeren Blöcken, die trotz

N-Exposition eine Senkung der Schneegrenze im Gschnitz II Ausmaß erfordern. Darunter Moorvorkommen.

Auf der Westseite W Peischelkopf schön gebogener Blockstirnwall. Dahinter Andeutungen von jüngeren Wällen. O davon die hier älteste, im oberen Teil mehr zungenartige, im unteren mehr wallartige Moränenmasse. O darüber Stirnwall (*g.*) S darüber schwach bewachsener Blockwall. NO unter P. 2245 liegt ein großer Stirnwall (*mg*), dahinter ohne scharfe Grenze noch zwei jüngere Wälle. Am Nordufer des südlichen Sees liegt ein kleiner Stirnwall. S und O des unteren Sees finden sich drei kleine Blockstirnwälle. Der See SSW ober P. 1961 wird auf seiner Nordwestseite durch Moränenschutt gestaut. Die oberste Moräne S darüber endet etwas zungenförmig. Auf der Albona Alpe besitzen die Moränen nirgends Wallformen, doch finden sich öfters Gehängeknicke, die mitunter einen Halt andeuten. Am Marojöchel liegt ein langer Stirnwall, dessen Formen im östlichen Teil undeutlich sind. Hier darüber grobes Blockwerk. Nach W schließt ein Blockstirnwall an, hinter dem ein fast unbewachsener Blockwall folgt. Alle diese Moränenwälle sind frührezent bis rezent.

Etwas zungenförmige Moränenmasse (*mg*) WNW unter dem Marojöchel in zirka 2200 *m*. WSW davon kleiner Blockstirnwall (*E₂*). N darunter langer linker Uferwall (*G*). Auf seiner Außenseite sehr undeutliche Spuren von drei kleinen Blockstirnwällen, auf seiner Innenseite flacher breiter Wall (*E₂g*). Der westlichste lange Uferwall, der S P. 2129 in einen Stirnwall umzubiegen beginnt, trägt im oberen Teil große Blöcke. Unter der oberen Felswand liegt nur herunter gefallener Moränenschutt, ebenso unter der unteren. Dieser zeigt aber im westlichen Teil noch eine Wallform und ist hier reich an Blöcken. Die unteren Wälle bei P. 2129 haben wohl noch Daunalter, während für die oberen trotz NW-Exposition schon frührezentenes Alter in Frage kommt. Die gestrichelte Linie unter P. 2129 grenzt den wohl etwas jüngeren und feineren Moränenschutt gegen den N davon liegenden, teilweise etwas haufenförmigen ab, der mitunter reich an groben Blöcken ist.

Das Einzugsgebiet des Albonabaches.

Frührezepte his rezente Wälle: W unter P. 2457 liegt in zirka 2400 *m* ein ganz kleiner länglicher Wall und dahinter zwei kleine Stirnwälle. Im kleinen Kar WSW darunter in zirka 2300 *m* von N kommender Stirnwall (*E₂*), O darüber von O kommender Stirnwall (*mg*). Kleiner Stirnwall SO P. 2398 in zirka 2420 *m*. Auf dem westlichen Ausläufer des Albonkopfes reicht ein Blockstirnwall (*E₁*) bis 2300 *m* hinab.

WNW unter dem Albonkopf reicht ein großer Stirnwall (*E₁g—G*) bis nahe auf 2200 *m* hinunter. Bei P. 2261 und O davon mehr haufenförmige Moränenmassen. W dieses Punktes größerer Moränenschutt. NW davon Stirnbogen (*E₂g*), dem ein ebensolches Stück eines Seitenwalles vorgelagert ist. Die N unter P. 2261 liegenden Moränen bestehen größtenteils aus Blöcken. Ihre Formen sind teilweise sehr undeutlich und verwaschen, so daß eine genaue Kartierung nicht durchführbar ist. Besonders schlecht erhalten ist der nördlichste Stirnbogen. Die tiefer

liegenden Moränen gehören dem Daunstadium an, während die höher gelegenen, besonders die große WNW des Albonkopfes, sicher jünger sind. Daunalter haben auch die zwei kleinen Uferwälle ($E_2 g$), die SO unter P. 2183 in zirka 2040 m in einen Stirnwall umzubiegen beginnen, die O darunter in zirka 1960 m liegenden Wallreste und die kleinen Stirnwälle NNO unter P. 2347 ($E_1 G$) und der NO dieses Punktes.

NW und NO unter P. 2386 liegt je ein Stirnwall ($E_1 g-G$). Dazwischen Moränenschutt (g), der mehr zungenförmig ist. ONO ober P. 2047 Stirnwall und dahinter kleiner Blockstirnwall. Diese Moränen sind wohl dem jüngsten Daunstand angehörig oder noch etwas jünger.

Kleiner Stirnwall (E_1) SW unter P. 2047. O dieses Punktes liegen zwei linke Ufermoränen (E_2) mit Teilen eines Stirnwalles. S P. 2083 langer linker Seitenwall ($E_2 mg$) mit Teil eines Stirnwalles. Der dazugehörige rechte Seitenwall (mg) ist noch schlechter erhalten. Auch die SSO und SSW davon liegenden Wälle sind z. T. ziemlich undeutlich. In zirka 1940 m SO ober P. 1875 zeigt die Moränenmasse einen deutlichen Rückfall, wodurch wohl ein Halt angedeutet wird. S P. 2083 und O von P. 2047 sind noch eine Menge von Wallformen vorhanden. Ihr Erhaltungszustand ist aber so schlecht, daß sie nicht sicher gedeutet und eingezeichnet werden können. Diese Daunmoränenwälle sind vielfach reich an Blockwerk.

SW unter P. 2047 liegt ein Rest eines gewaltigen rechten Uferwalles ($E_1 g$). Die zwei kleinen Wallstücke (E_2) S dieses Punktes stellen seine Fortsetzung nach O dar, der feine Moränenschutt W unter P. 2047 die nach N, während der Wallrest (g) N davon einem etwas älteren Gletscherstande angehört und ohne Grenze in den von O herunter gekommenen Moränenschutt übergeht, ohne daß hier sicher zu entscheiden wäre, welche von den beiden Moränen älter ist. Dem großen Seitenwall ist an seiner Innenseite ein Stück eines rechten Uferwalles aufgelagert. Darunter liegt ein noch jüngerer langer Uferwall ($E_2 g$).

S ober der Alm—P. 1578 liegt ein kleiner, ganz deutlicher Stirnwall (g) eines Gschnitz II Stadiums, dem ein weniger deutliches zweites Wallstück eines von S kommenden Talgletschers vorgelagert ist. Die vorher erwähnten rechten Ufermoränen haben ungefähr gleiches Alter, ebenso die Moränenmasse der Bludnzer Alpe, die zungenförmig zum Albonabach hinabhängt.

Weiter talaus liegt mehr haufenförmiger Moränenschutt mit erratischen Blöcken herum, der vielleicht völlig verwaschenen Resten eines älteren Stadiums angehört.

Das Nenzigastal.

SO ober P. 2267, W der Pflunspitzen Blockstirnwall (E_2), N und OSO davon haufenförmige Blockmoräne. NW unter P. 2916 sehr undeutlicher Blockstirnwall. Diese Moränen sind frührezent bis rezent. N unter P. 2648 ist in ca. 2500 m ein unbewachsener kleiner 1850er Blockwall. Unter dem kleinen Gletscher auf der Westseite des Kaltenberges liegt die heutige Stirnmoräne (G) zwischen ca. 2720 und 2680 m. Darunter, SW unter P. 2762 eine unbewachsene Stirnmoräne (G), S daneben eine etwas bewachsene mehr zungenförmige 1850er Moräne ($g-G$). Ungefähr O

ober P. 2380 liegt in ca. 2500 *m* ein Stirnwall ($E_2 mg$), W davon ein Stirnwall ($E_1 mg$). Beide sind oben mit frischem Blockwerk überdeckt. Dem östlichen Wall ist auf seiner Südseite ein im oberen Teil unbewachsener Blockstirnwall (E_1) vorgelagert. W davon eine nach W zungenförmig hinabhängende Moräne (g), die auch zum Teil mit frischem Blockwerk überkleidet ist. W darunter Reste eines ganz kleinen Stirnwalles, S davon Blockmoränenschutt, an den nach SW 2 knapp hintereinander liegende lange Uferwälle ($E_1 g-G$) angrenzen. Der zum äußeren zugehörige Stirnwall (sein oberer Rand liegt in ca. 2370 *m*) reicht ziemlich tief nach W hinab. N P. 2267 liegt am Weg ein undeutlicher Rest einer etwas älteren Moräne (mg). O darüber Stirnmoräne (mg) mit großem langen rechten Uferwall, an den eine kleine Stirnmoräne ($E_2 G$) grenzt. S daneben mehr zungenartige Moräne. Für alle diese Moränen kommt ein frührezentes bis rezentes Alter in Frage.

Bei P. 2086 ist ein Daunstirnwall ($E_1 mg$) mit besonders deutlichem rechtem Uferwall. SSW davon liegt zwischen 1960 und 1920 *m* eine etwas zungenförmige Moränenmasse ($g-G$) mit einzelnen großen Blöcken, die wohl einem verwaschenen Rest eines Daunstadiums (schattseitige Lage) des von S kommenden Talgletschers angehört.

Blockstirnwall mit weit hinaufreichender linker Ufermoräne NW unter P. 2380, der bis 2060 *m* hinabreicht. Darüber kleiner Stirnwall (G), hinter dem noch Reste von drei weiteren Wällen (G) folgen. N davon zungenförmige Moräne ($E_2 g$), z. T. von Schutt verdeckt. Weiter N, W unter P. 2533 in ca. 2060 *m* Stirnwall ($E_1 g$). Diese Moränen gehören dem Daunstadium an. W darunter völlig verwaschene Reste eines größeren ehemaligen Walles (g), die bis ins Tal hinabreichen und im oberen Teil durch eine von O kommende Schutthalde verschüttet wurden. W unter P. 2080 liegt nur von O herunter gefallener Moränenschutt (g).

NNO unter der Satteluser Spitze liegt in ca. 2500 *m* schwach begrünter Moränenschutt, der vielleicht einem 1850er Walle angehört. Die älteren Teile dieses Vorkommens hängen zungenförmig ziemlich tief hinab. NW darunter in ca. 2350 *m* zungenartiger Moränenrest ($g-G$). Der kleine Felsrücken SW P. 2398 trägt einen kleinen rechten Uferwall. Darüber kleiner Stirnwall (E_1), hinter dem noch ein weniger deutlicher, stark von Schutt überronnener Wal folgt. S davon kleiner linker Uferwall. N unter dem vorhin genannten Felsrücken breitet sich ein großer Stirnwall ($E_1 g$) aus, aus dessen unterem Teil zwei große rechte Uferwälle hervorgehen, die sich weiter N zu einem einzigen vereinigen. W unter P. 2398 und P. 2347 lange Stirnwälle ($g-G$). Der O P. 2080 in ca. 2100 *m* liegende Stirnwall (E_1) und der große SW unter P. 2398 gehören wohl noch dem jüngsten Daunstande an, während die anderen frührezent bis rezent sind.

W unter P. 1845 liegt ein gewaltiger, weit hinabreichender Stirnwall (g), der einem Gschnitz II Gletscher angehört. Auf seinem oberen Rande zeigt er keinen Rückfall, sondern eine deutliche Verflachung, auf der die Moränenwälle jüngerer Vorstöße liegen. Dem großen Stirnwall ist auf seiner N Seite in ca. 1700 *m* ein kleiner rechter Uferwall ($E_1 g$) vorgelagert. Auf der Südseite zieht von dem kleinen Augengneisvorkommen N unter P. 2265 ein gewaltiger linker Seitenwall talaus, der

besonders im westlichen Teil ziemlich undeutlich wird. SW unter P. 1845 liegen noch undeutliche Reste zweier älterer Seitenwälle. Bei P. 1845 kleiner Stirnwall (E_1g) mit rechtem Uferwall. Dahinter teilweise schlecht erhaltener Stirnwall mit rechtem Uferwall, der sich mit dem des O davon liegenden Stirnwalles (E_1g , besonders vorne mit zahlreichen Blöcken) zu dem schon früher erwähnten Wall vereinigt, der durch von NO kommende Schuttkegel z. T. verdeckt wird. SO des kleinen Moränensees verwaschene Wallreste. Der linke Uferwall läßt auch die Stellen etwas erkennen, wo die verschiedenen Stirnwälle aus ihm hervorgegangen sind, da es bei diesen nicht zur Ausbildung eines eigenen Uferwalles gekommen ist. Nur im oberen Teil ist auf seiner Außenseite an einer Stelle erkennbar, daß er aus zwei Wällen besteht. Diese Moränenwälle liegen zwischen dem Gschnitz II und dem Daunstadium.

Bei P. 1923 große, mehr kuchenförmige Stirnmoräne (E_1g), die bis ca. 1740 m herabreicht. Erst eine Senkung der Schneegrenze im Gschnitz II Ausmaß ergibt genügende Flächen für Firnbildung. Auf der Nordseite grenzt daran SW unter P. 2048 ein im südlichen Teil besser erhaltener, im nördlichen Teil ganz undeutlicher kleiner Stirnwall ($g-G$) an. WNW unter P. 1923 enthält die Moränenmasse auffällig viel Muskowitaugneisstücke. Ob dieses Gestein tatsächlich darunter ansteht, ist nicht zu entscheiden. Am Weg zur Satteinser Alm ist die Moräne unter P. 1597 in ca. 1520 m lehmig wie Grundmoräne.

Im Nenzigastial liegt bei der Alm-P. 1484 eine große Moränenmasse ($g-G$), die stellenweise reich an großen Blöcken ist und das Tal dahinter etwas gestaut hat. W der Alm sind z. T. noch undeutliche Reste eines linken Uferwalles erhalten. Etwa 200 m N der Alm lag wohl, worauf die ganz undeutlichen Formen schließen lassen, das Ende eines von S kommenden Gschnitz II Gletschers. Die langgestreckte Moränenmasse auf der linken Talseite, die bis NNO unter P. 1835 talaus reicht und einem noch etwas älteren Gletscherstand angehört, kann von der dahinter liegenden Masse nicht getrennt werden, muß aber von der von O herunter gekommenen Moräne (g) geschieden werden, die weiter N zungenförmig bis zum Nenzigastbach herabhängt. Die Moränenmasse W P. 1361 hat mehr die Form eines großen Stirnwalles ($g-G$) und enthält reichlich große Blöcke. Für diese ist Gschnitz I Alter wahrscheinlich. Die gegenüberliegende Moräne dürfte aber trotz sonnseitiger Lage nicht wesentlich älter sein.

Die Moränen am Ausgange des Nenzigasttales sind Gschnitz I Moränen des eigentlichen Talgletschers. Diese und die vorher erwähnten Moränen bei der Alm-P. 1484 sind schon in dem Profil von O. Ampferer (1, S. 331) verzeichnet. NW unter P. 1332 liegt zwischen 1260—1280 m ein etwas verwaschener rechter Uferwall ($g-G$), daneben ein Moränenhaufen. Dahinter folgen zwei ähnliche Wallstücke. Auf der linken Bachseite ist ein schlecht erhaltener linker Uferwall, der seiner Lage nach zwischen den ersten und zweiten rechten zu liegen kommt. Auffällig ist, daß die Wälle außer Stücken von Biotitfleckengneisen wenig sicheres erratisches Material enthalten.

Kleiner, spärlich begrünter Stirnwall (E_1g-G , 1850?) reicht N unter der Östl. Eisentaler Spitze bis 2460 m hinab. NW unter P. 2500

dürrtig begrünter kleiner Stirnwall (E_3 , 1850?) in ca. 2360 *m*. Ein wohl gleichalter frischer Stirnwall (E_2) liegt in der Nordwand von P. 2653 (= Westl. Eisentaler Spitze mit 2755 *m* der A. V. Karte) in ca. 2520 *m*. SO unter P. 2599 Blockstirnwall (E_2) in ca. 2380 *m*, O davon in ca. 2340 *m* Blockstirnwall (E_1), weiter O gerade verlaufender Blockwall, S darunter langer Blockstirnwall. In ca. 2120 *m* liegen am linken Ufer des Eisentaler Baches zwei Wälle eines von S kommenden Gletschers, die z. T. mit frischem Blockwerk überlagert sind. Alle diese Wälle sind frührezent bis rezent. Etwas weiter talaus kleine Bergsturzmasse mit Biotitfleckengneisblöcken. O davon Teil einer etwas älteren, von S stammenden zungenförmigen Moräne ($g-G$). Bei P. 2023 (= P. 2029 der A. V. Karte) liegt eine aus großen Augengneisblöcken bestehende Bergsturzmasse, die von der Südwand des Plattengrates losgebrochen ist und zungenförmig bis 1980 *m* nach O hinabhängt. Ihre Form macht es wahrscheinlich, daß sie auf einen kleinen Gletscher gefallen ist. N des Baches nur Bergsturzhalde. O von P. 2023 hängt eine ziemlich undeutliche Daunblockmoräne etwas zungenförmig nach O hinab, die aber z. T. so geringmächtig ist, daß das Anstehende an vielen Stellen darunter zum Vorschein kommt. S davon ganz kleiner rechter Uferwall (G). Gleichaltrig dürfte auch die kleine Stirnmoräne ($E_1 g$) NO unter P. 2023 sein. O darunter zwei kleine Wallstücke (g). O unter dem Plattengrat Daun—Blockstirnwall (E_2) in ca. 2000 *m*.

ONO unter dem Glattingratkopf in 2400 *m* kleiner Stirnwall, von frischem Blockwerk überronnen. W davon frischer Moränenschutt (1850?). NW von P. 1826 reicht bei der „Bärenbad Hütte“ ein großer Daunstirnwall ($E_1 mg$) mit rechtem Uferwall bis 1780 *m* hinab. S davon Teil eines kleinen älteren Stirnwalles (E_2). W darüber in ca. 1870 *m* ein im nördlichen Teil ziemlich undeutlicher Stirnwall. In 1900 *m* und darüber noch zwei Blockstirnwälle (E_2). Die zwei unteren Stirnwälle, die reich an groben Blöcken sind, zeigen gegen innen keinen Rückfall. Über den Augengneisfelsen auf der Südseite dieses Kars hängt ein kleiner Stirnwall ($mg-G$) in ca. 2000 *m* auf beiden Seiten hinab. O unter P. 2417 Moränenschutt (g).

OSO unter dem Burtschakopf kleiner Stirnwall ($E_2 g$) in ca. 2140 *m*, O unter P. 2183 kleiner Stirnwall ($E_1 mg$, nicht eingezeichnet!). NNW P. 2165 kleiner Stirnwall ($E_1 g$) und darunter kleinerer Stirnwall ($E_2 mg$). N davon zwei kleine Stirnwälle (E_2), weiter N Moränenschutt ($mg-G$), der nach O zungenförmig hinabreicht, auf der Südseite mehr wallförmig ist. S davon linker Seitenwall ($E_2 mg-G$). SW P. 2003 gerader 5 *m* hoher Stirnwall ($E_1 g-G$), dem ebensolcher bogenförmiger vorgelagert ist. Dahinter je ein kleiner Stauplan mit Moorbildung. Weiter W kleine Wallstücke und zungenförmig herabhängende Moräne (g). Bei P. 2003 langer Stirnwall ($E_2 g-mg$) mit deutlichem Rückfall, dahinter gleicher kurzer Wall. O dieses Punktes linker, S des Punktes rechter Teil eines Uferwalles (mg). Die unteren Wälle gehören wohl noch dem Daunstadium an, während die höheren sicher frührezent bis rezent sind.

In der Umgebung von P. 1835 ist eine eigenartige Verwitterungserscheinung zu beobachten. In dem OW streichenden Gestein bilden sich Querklüfte \perp B, öffnen sich etwas und die hangauswärts liegenden

Felspartien sinken parallel zum Talverlauf etwas ab. Dadurch entstehen kleine Wälle, die mit Moränenwällen nichts zu tun haben, ihnen aber öfters ziemlich ähnlich werden.

Die Südabhänge des Klostertales zwischen Burtschakopf und Kristberg-Sattel.

SO ober P. 1950, NO unter Burtschakopf, liegt ein Stirnwall ($E_1 g-G$), der W davon mit einem ziemlich undeutlichen zusammenhängt. Darüber noch zwei Wälle ($E_2 g-G$) und Moränenschutt. W P. 1950 großer Stirnwall ($E_3 G$), darüber kleiner Wall ($E_1 G$). NW dieses Punktes hängt der Moränenschutt (g) etwas zungenförmig hinab. Wahrscheinlich kann bei diesen Moränen noch mit einer Daundepression das Auslangen gefunden werden, während die oberen Moränen NW unter dem Burtschakopf sicher einem Gschnitz II Stande angehören. S ober P. 1726 Rest eines kleinen Stirnwalles ($E_2 G$) in ca. 1750 m. Davor Moränenblockwerk mit undeutlichen Resten mehrerer kleiner Wälle. Bei P. 1726 undeutlicher größerer Stirnwall. W des Punktes kleiner Stirnwall (E_1) nahe am Kanm. O davon hängt eine Blockmoräne, die im obersten Teil aus zwei selbständigen Massen besteht ($g-G$), zungenförmig bis 1690 m hinab. Auch die Moräne N unter P. 2183 ist im unteren Teil zungenförmig. N unter P. 1726 großer Blockstirnwall (E_1). NNW dieses Punktes sind die Moränen (g) an mehreren Stellen etwas zungenförmig. NO unter P. 1726 undeutliche Reste eines linken Ufer und Stirnwalles, N darunter mehr haufenförmiges Wallstück. Die ganzen meist aus feinerem Material bestehenden Moränen N und NW unter P. 2183 zeichnen sich durch sehr schlechte Erhaltung aus. Deutliche Formen fehlen hier ganz oder sind z. T. nachträglich durch heruntergeronnenen Schutt verdeckt worden. Die deutlichen Profilknicke N unter P. 1726 weisen auf kleine Halte hin. Die nördlichsten zungenförmig tief hinabhängenden Teile der Moräne haben Gschnitz I Alter.

O P. 2164 kleiner schwach bewachsener Stirnwall (1850?). W unter P. 2183 kleiner wohl frührecenter mehr zungenförmiger Stirnwall (g), S davon größerer Moränenschutt. Bei der Bettler Alm liegt ein im unteren Teil etwas deutlicherer wohl linker Uferwall (g). N unter P. 1872, SO von „Am Ried“ liegt eine größere sehr feste und harte weiße Moränenmasse, die zur Hauptsache aus ganz feinem Sand besteht, in dem nur vereinzelt Blöcke bis 30 und 40 cm Durchmesser liegen, die meist gut kantengerundet, mitunter sogar gut gerundet sind. Es ist nicht ausgeschlossen, daß es sich hier um eine Grundmoräne der Würmeiszeit handelt.

NO unter dem Mittagstein, ONO P. 1893, kleiner Blockstirnwall (E_1 , wohl Gschnitz II), O daneben ganz undeutliche Blockstirnwälle. Als Schwierigkeit kommt für die Untersuchung noch hinzu, daß hier auch der Schiefergneis und der Muskowitaugengneis wallförmig verwittern, allerdings entstehen dabei immer gerade verlaufende Wälle (siehe auch 9, S. 313). NO unter P. 1893 ist die obere Blockmoräne, die bis 1670 m herabreicht, auf ihrer West- und Nordseite wallförmig, ebenso die untere, die in 1580 m endet. Für diese Moräne ist wohl noch trotz der geringen Höhe des Eiuzugsgebietes

mit einer Gschnitz I Depression das Auslangen zu finden, während für die große Moränenmasse S ober Dalaas (auf der W- und NW-Seite zungenförmig), die bis auf die heutige Talsohle herabreicht, erst bei einer Senkung der Schneegrenze um 900 m ausreichende Flächen für Gletscherbildung entstehen, so daß wir es hier wohl mit einem Schlernstadium (4, S. 290) zu tun haben. Die Altersbeziehung zu den an ihrem Fuße liegenden Schottern ist nicht zu ermitteln.

Am Weg N P. 1912, S Dürrer Wald, kleines Torfvorkommen, etwa 300 m O davon zwei kleine Seen, die durch die wallförmige Verwitterung der Schiefergneise entstanden sind. Zwischen dem Torfvorkommen und der Wiese „Auf der Klemme“ liegt am Weg fast überall erratisches Muskowitaugengneisblockwerk herum, das nur z. T. eingezeichnet werden konnte.

SW P. 1037 S von Danöfen, bei der Mündung des Vernalentobels und S von P. 1007 S Innerwald liegen formlose Reste ganz unbearbeiteten kalkalpinen Moränenschuttes. Bei den zwei östlichen Vorkommen erreichen die Blöcke Größen bis zu mehreren m^3 . Wahrscheinlich handelt es sich hier um Reste aus dem Einzugsgebiet des Streubaches und des Glongtobels bis ins Klostertal herahreichender Schlernstadien.

Zusammenfassung.

Im westlichen Teil der Ferwallgruppe, auf der Vorarlberger Seite, liegt die Schneegrenze sicher etwas tiefer als im östlichen Teil, eher unter 2700 m, was wohl auf die stärkeren Niederschläge W des Arlbergs zurückzuführen ist. Das bringt auch die Hydrographische Übersichtskarte des Donau- und Rheingebietes (Jahrbuch des Hydrographischen Zentralbureaus, Bd. 18, Jahrgang 1910, Wien 1913) deutlich zum Ausdruck. Diesen Jahrbüchern ist zu entnehmen, daß die Normalzahlen der Niederschläge für Langen (1219 m) 1965 mm, für „Waldhäusel“ (1580 m, WSW ober St. Anton) 1400 mm und für St. Anton am Arlberg (1306 m) 1200 mm betragen. Den starken Niederschlägen am Arlberg ist es wohl zuzuschreiben, daß sich die oben erwähnten kleinen Ferner verhältnismäßig gut erhalten konnten.

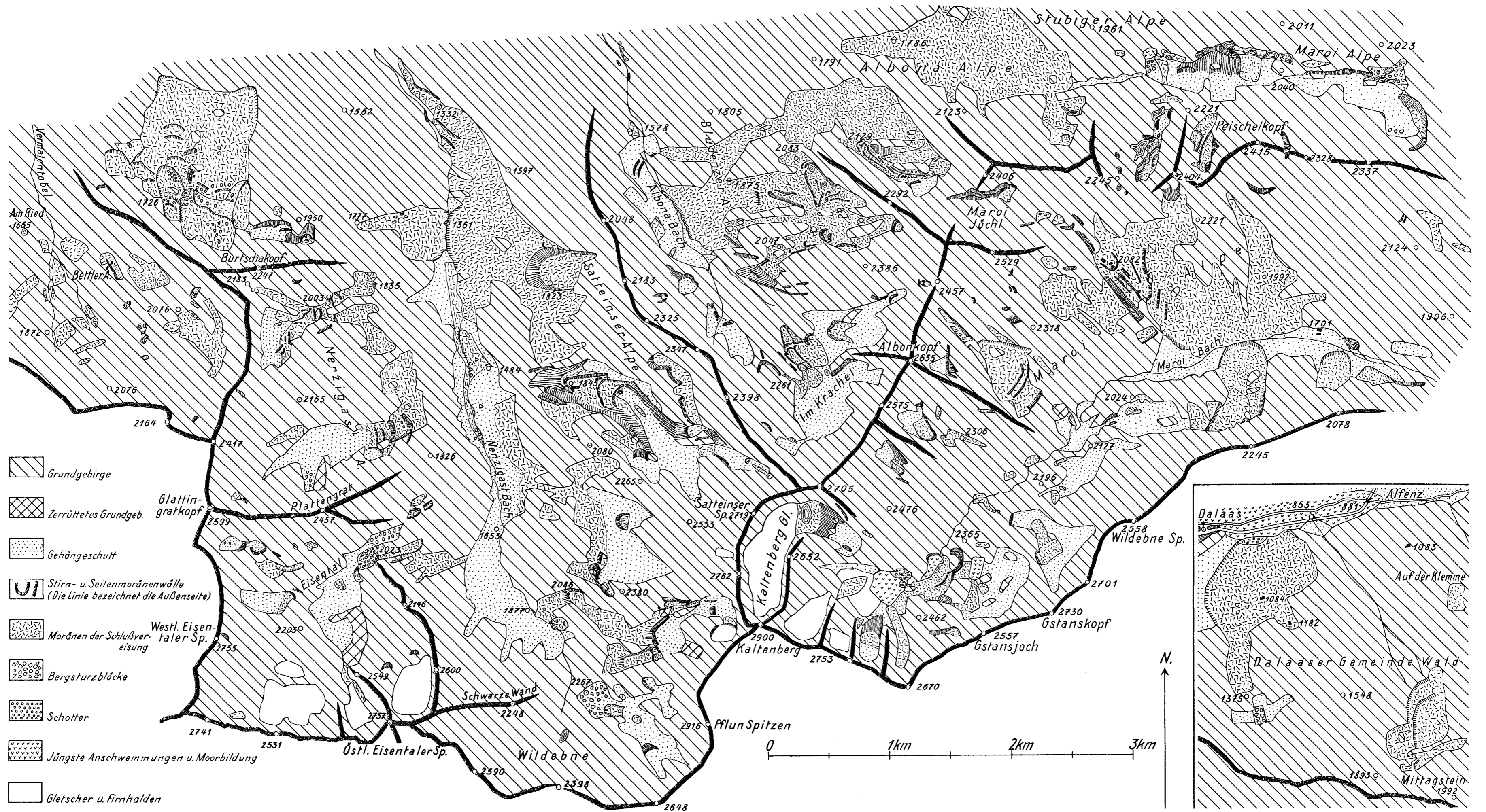
Auch in der Umgebung S des Arlbergpasses lassen sich die Moränen der Schlußvereisung in gleicher Weise wie im Silltal (2) und im Sellrain (5) dem Alter nach in fünf Gruppen einordnen. Der ältesten Gruppe, dem Schlernstadium, gehört nur die Moränenmasse S ober Dalaas an, die bis 850 m herabreicht, und die kleinen Moränenreste am linken Ufer der Alfenz S von Danöfen und Innerwald. Gschnitz I Stände finden sich am Ausgange des Nenzigastales und S davon bei P. 1361, NNW unter dem Burtshakopf (bis auf 1300 m hinabreichend) und NNW unter dem Mittagstein. Gschnitz II Moränen liegen am Ausgange des Pfluntales, im Maroital in der Umgebung von P. 1701, NW unter dem Arlbergpaß, am Albonabach S ober der Alm, P. 1578, und in der Nähe von P. 2047, im Nenzigastal bei der Alm, P. 1484, bei P. 1845 und P. 1823, NW unter dem Burtshakopf und NW unter dem Mittagstein. Die sehr häufig vertretenen Moränen des Daunstadiums erfordern eine Senkung der Schneegrenze um 300 m und die ebenfalls zahlreich vorhandenen rezenten bis frührezenten Moränenwälle eine solche um 100 bis 200 m.

Nicht selten finden sich auch Moränenwälle, die sich ihrer Lage nach weder dem einen noch dem anderen Stadium einordnen lassen, sondern zwischen zwei Stadien zu liegen kommen und daher wohl als Rückzugsstadien des Gschnitz I, Gschnitz II und des Daunstadiums aufzufassen sind. Eigenartig sind auch die unten zungenförmig endenden Moränenmassen, die völlig ungegliedert weit hinaufreichen, wie z. B. die auf der N-Seite des Maroibaches W P. 1701, deren unterster Teil noch Gschnitz II Alter hat, während ihre obersten Partien frührezent bis rezent sind. Von Interesse ist auch die Erscheinung, daß an verschiedenen Stellen kleine, sehr gut bewachsene frührezepte bis rezente Stirnwälle von frischen Blockmoränen zu einem großen Teile überlagert werden.

Der Erhaltungszustand der Moränenwälle ist nicht immer von ihrer Höhenlage abhängig. Tiefer liegende Moränen sind mitunter auch besser erhalten als höher liegende. Von nahe beieinander liegenden Wällen ist teils der untere besser, teils aber auch schlechter erhalten. Bei allen Wallformen ist stets mit der Möglichkeit zu rechnen, daß es mitunter gar nicht zur Ausbildung typischer Formen gekommen ist, besonders wenn der Gletscher nur kurze Zeit stationär war. Über die Beschaffenheit des Moränenmaterials lassen sich wegen der zu geringen Größe des untersuchten Gebietes vorläufig keine weiteren Schlüsse ziehen.

Benutzte Literatur.

1. Ampferer O. Über die Ablagerungen der Schlußeiszeit in der Umgebung des Arlbergpasses. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien 1929, Bd. 79.
2. Heissel W. Quartärgeologie des Silltales. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien 1932, Bd. 82.
3. Kinzl H. Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. Zeitschrift für Gletscherkunde, Berlin 1929, Bd. 17.
4. Klebelsberg R. Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Berlin 1927, Bd. 79.
5. Ladurner J. Die Quartärablagerungen des Sellrain (Stubai Alpen). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien 1932, Bd. 82.
6. Machatschek F. Tal- und Glazialstudien im oberen Innggebiet. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien 1933, Bd. 76.
7. Penck A. und E. Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. 1, Leipzig 1909.
8. Reithofer O. Über den Nachweis von Interglazialablagerungen zwischen der Würmeiszeit und der Schlußvereisung im Ferwall- und Schönferwalltal. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien 1931, Bd. 81.
9. Reithofer, O. Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe. I. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien 1931, Bd. 81.
10. Richter E. Die Gletscher der Ostalpen. Stuttgart 1888.



Talnetzstudien.

Von Dr. Richard Engelmann.

Mit 4 Textfiguren.

Der Ausdruck Taldichte oder Textur bezeichnet die Menge der Erosionstäler auf einem bestimmten Raume. Hier soll jedoch nicht von der Menge der Täler die Rede sein, sondern von der Eigenart der Talgewebe, der Talnetze, der Talverzweigungen. Mit dieser hat sich die Geomorphologie kaum beschäftigt. Es werden wohl nach der Davis'schen Zykluslehre konsequente, subsequente, obsequente, resequente Flüsse unterschieden, aber nur selten konnten Flüsse mit Bestimmtheit einer dieser Arten zugewiesen werden. Außer den Genannten gibt es noch die Gruppe der „insequenten“ Flüsse. So ist in der Literatur die Rede von insequenten, sich unregelmäßig verzweigenden Flüssen, von unsicher umherpendelnden Flüssen, von unregelmäßig sich verästelnden Tälern. Häufig sind bildlich beschreibende Ausdrücke, wie fiederförmige, rostförmige Anlagen der Täler u. dgl.

Bei meinen Betrachtungen der Talverzweigungen sehe ich von der Bedeutung des Tales oder Talstückes für die Entwässerung ganz ab, ebenso vorerst auch von der Steilheit der Gehänge und der Taltiefe. Ich trachte, die Talverzweigung bis zu den äußersten auf der Karte dargestellten Ästchen zu erfassen. Das gelingt am besten auf Schraffenkarten, da durch die Schraffen unmittelbar kenntlich gemacht ist, wo das Gelände steigt oder fällt, alle Verschneidungslinien leicht entnommen werden können und diese nicht wie bei Höhengschichtenkarten erst konstruiert werden müssen. Wenn die Schraffenkarte auch Höhengschichten enthält, so ist das noch günstiger. Spezialkarten mit Schraffen und Höhengschichten für größere Gebiete gibt es leider nur wenige. Gegenüber dem italienischen Werke im Maße 1:100.000 hat das Spezialkartenwerk der ehemaligen Österreichisch-ungarischen Monarchie den wertvollen Vorzug des größeren Maßstabes 1:75.000. Dieses großartige Werk ist die Hauptstütze meiner Untersuchungen.

Um das Talnetz bis zu den äußersten Verzweigungen aus dem übrigen Karteninhalt herauszuheben, voll zum Bewußtsein und zu größerer Anschaulichkeit zu bringen, ist es gut, in der Spezialkarte sämtliche Tallinien mit Farbstift nachzuziehen. Fertigt man danach eine Pause an, so hat man das Talnetz vom übrigen Karteninhalt vollkommen losgelöst. Die Talverzweigung bis zu ihren letzten Verästelungen, das Talnetz mit seinen feinsten Maschen, stellt nach meiner Auffassung den vollständigen Grundriß der Bodenformen dar, deren genetisches Verständnis von der Morphologie angestrebt wird. In diesem Grundriß sind zwei von den drei Dimensionen des körperlichen Untersuchungsobjektes gegeben, die dritte kommt im Aufriß hinzu. Wie man ein Bauwerk nach Plänen nicht

verstehen kann, wenn man nur Aufrisse und nicht auch, und zwar vorerst den Grundriß betrachtet, so ist es mit den Formen der Erdoberfläche.

Die morphologische Wissenschaft hat bisher ihr Hauptaugenmerk den Tatsachen des vertikalen Aufbaues und dem Baumaterial zugewendet, die morphologischen Tatsachen aber, die im morphologischen Grundriß zum Ausdruck kommen, wenig beachtet. Morphologische Untersuchungen haben Gebiete bevorzugt, die ein stärkeres Relief oder junge Aufschüttungen aufweisen. Zum wesentlichen Teile durch geologische Untersuchungen trachtete man morphologische Ergebnisse zu erlangen. So habe ich selbst im Laufe einer Reihe von Jahren die Morphologie von Böhmen durch Untersuchung der meist quartären Flußschotter und -Sande im Bereiche des böhmischen Elbesystems zu erforschen getrachtet. Die Untersuchung der Schotter im nordwestlichen Böhmen und ihre Ergebnisse habe ich in zwei Arbeiten veröffentlicht.¹⁾ Meine Schotteruntersuchungen im übrigen Böhmen und Teilen des östlichen Sachsens habe ich in einer 1926 beendeten, nicht veröffentlichten Arbeit niedergelegt. Die morphologischen Ergebnisse dieser Arbeiten befriedigten mich nicht.

Ich betrieb deshalb, 1924 beginnend, in stärkerem Maße wieder Talnetzstudien. Solche hatte ich schon als Student angestellt. Im Flußgebiete der Polzen in Nordböhmen, wo ich meine morphologischen Forschungen begann, fesselte mich damals die Eigenart der Talverzweigung. Insbesondere fielen mir die häufigen Südostrichtungen von Bachläufen, entgegen der Nordwestrichtung der Polzen auf. Sehr häufige Südostrichtungen der Bachläufe konnte ich dann in ganz Böhmen feststellen. Ich vermutete, daß sie Reste einer allgemeinen südöstlichen Entwässerung seien und daß zwischen diesen Richtungen und verschiedenen ähnlich gerichteten jungtertiären Schotterzügen ein Zusammenhang bestehe.²⁾ Ein Nachweis gelang weder im Zusammenhang mit den Schotteruntersuchungen noch durch die systematischen Talnetzstudien seit 1924.

Im Zuge dieser Studien hob ich auf einem Exemplar der Spezialkarte 1:75.000 auf sämtlichen Böhmen darstellenden Blättern die Talverzweigung mit Farbstift hervor. Ich vervollkommnete diese Einzeichnungen immer mehr und mehr und nahm dann die Einzeichnungen auch auf den Spezialkartenblättern der südöstlich anschließenden mährischen und österreichischen Gebiete bis an die Donau und an die March und Bezwa vor. Von diesen Eintragungen auf mehr als 100 Spezialkartenblättern fertigte ich 1927 eine Pause an. 1929 hob ich auf einem zweiten Exemplar der Spezialkarte die Talverzweigung mit noch größerer Sorgfalt und mit dem Bestreben, auch die letzte dargestellte Verschneidung zu erfassen, mit Farbstift hervor, fügte dabei auch die Blätter in Mähren bis an den Karpathenrand hinzu, in Nieder- und Oberösterreich die Blätter mit dem Wiener Becken und dem Wienerwald und mit dem Alpenvorlande bis Wels im Westen. In einem früheren Arbeitsstadium hatte ich auch,

1) R. Engelmann, Die Terrassen der Moldau-Elbe zwischen Prag und dem böhmischen Mittelgebirge, Geographischer Jahresbericht aus Österreich, 9. Jg., Wien 1911, S. 38—94, und Die Entstehung des Egertales, Abhandlungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, XII. Bd., Wien 1922.

2) R. Engelmann, Die Entwicklung des böhmischen Flußnetzes seit dem Tertiär, Verhandlungsschriften der Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte, Wien 1913.

natürlich weniger eingehend, auf Blättern der österreichischen Generalkarte 1:200.000 auf einem noch größeren Gebiete die Talverzweigungen hervorgehoben und hatte danach eine Pause anfertigen lassen.

Auf den zahlreichen Spezial- und Generalkartenblättern mit hervorgehobener Talverzweigung und den Pausen davon ließ ich oftmals die Talverzweigung im einzelnen an meinem Auge vorüberziehen. Ich bekam dadurch im Erfassen der Talnetzbilder eine große Übung, so daß ich nun die Talverzweigung auch auf Spezial- und Generalkartenblättern ohne Hervorhebung durch Farbstift rasch bis in ihre Einzelheiten erfasse. Ich studierte danach die Talverzweigung auch in den nicht mit Farbstift bearbeiteten, von der österreichischen Spezialkarte dargestellten Gebieten der ehemaligen Österreichisch-ungarischen Monarchie und in dem Darstellungsgebiet der österreichischen Generalkarte von Mainz bis Konstantinopel, von Rom bis Kiew, aber auch darüber hinaus in anderen General- und Spezialkartenwerken europäischer Länder.

Die Ergebnisse der Talnetzstudien sind folgende:

Es gibt gewisse Typen in der Gestalt der Talverzweigungen.

Zwischen den verschiedenen Typen und den Himmelsrichtungen besteht ein Zusammenhang.

Die verschiedenen Talverzweigungstypen bilden eine in sich geschlossene Reihe. Die Typen gehen mit der Änderung der Himmelsrichtung allmählich ineinander über und kehren schließlich wieder zum Ausgangstypus zurück.

Am einfachsten sind die Typen auf nordwestlich gerichteten Abdachungen. Die Form der Typen wird um so komplizierter, je mehr die Abdachung, auf der die Talverzweigung betrachtet wird, von der Nordwestrichtung abweicht.

Am sonderbarsten sind Talverzweigungstypen auf südöstlich gerichteten Abdachungen. Das Entwässerungssystem erscheint dort manchmal wie ein umgestülptes einfaches, nordwestlich gerichtetes und weist häufig stumpf oder rechtwinkelig einmündende Nebentäler auf.

Talverzweigungstypen auf nordöstlich oder südwestlich geneigten Abdachungen haben einen wesentlich anderen Charakter, sie weisen häufig „Anzapfungskniee“ auf.

Die Gesamtheit dieser Tatsachen ist auf folgende Weise erklärbar: Den heutigen komplizierten Talsystemen sind sehr einfache, nordwestlich gerichtete vorangegangen, zu einer Zeit, als auch die heutige komplizierte Orographie nicht bestand, sondern an ihrer Stelle weitgedehnte einfache Flächen („Rumpfflächen“) mit nordwestlicher Abdachung vorhanden waren. Erst mit dem Entstehen der heutigen mannigfaltigen Abdachungen durch tektonische Ereignisse entstanden auch die heutigen Entwässerungssysteme, die in größerem oder geringerem Maße Reste der älteren nordwestlichen Entwässerungslinien enthalten.

Die heutigen Talverzweigungen sind also in ihren Eigenarten durch zwei Hauptkomponenten bestimmt, durch eine gleichbleibende Grundkomponente, die ältere nordwestliche Furchung, und eine zweite Komponente, die mit der Abdachungsrichtung der Scholle wechset, auf der

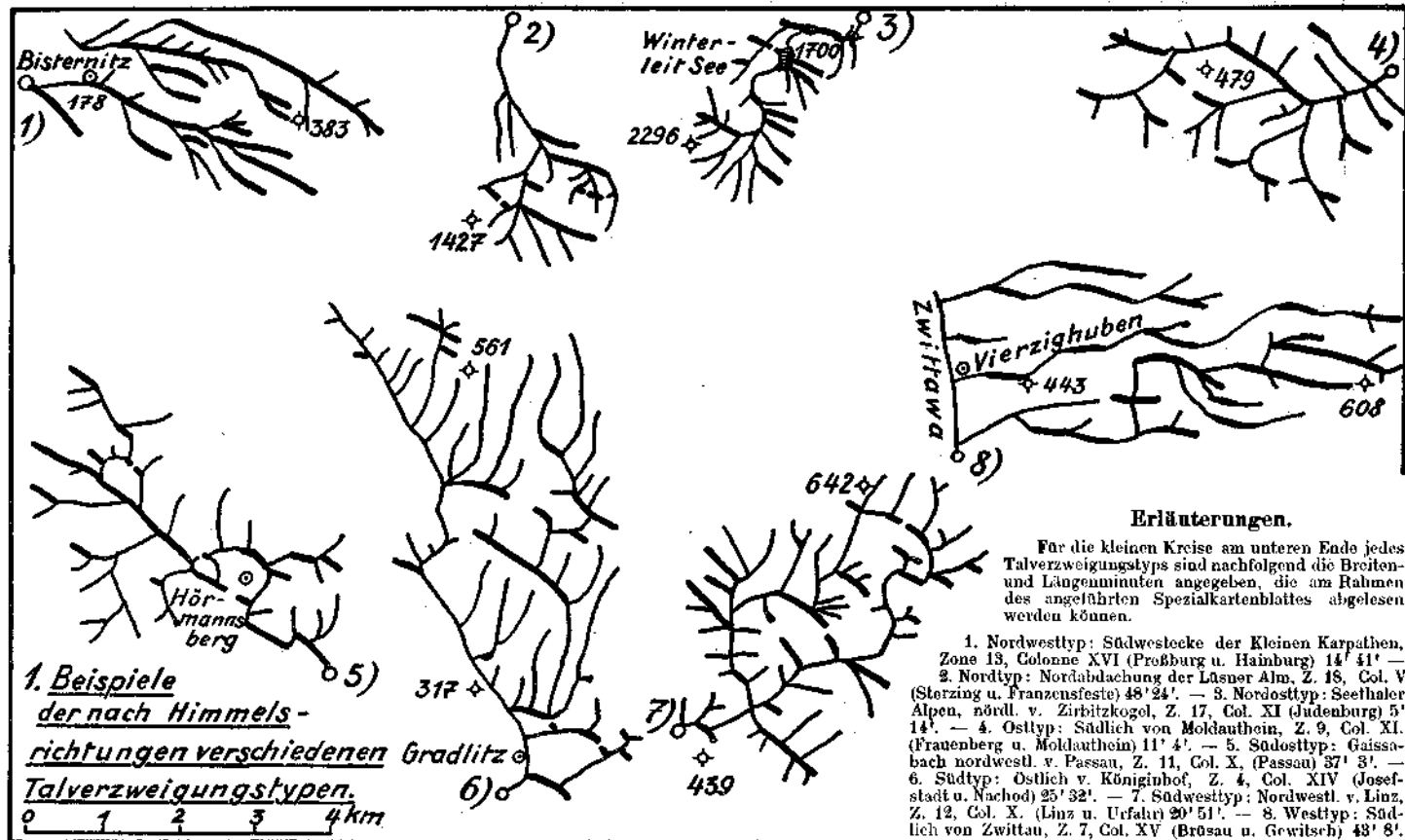


Abb. 1.

die ins Auge gefaßte Talverzweigung liegt. Letztere Komponente kann auch fehlen, auf nordwestlich gerichteten Abdachungen, wo die ältere nordwestliche Furchung wenig verändert worden ist.

Die nordwestliche Furchung ist gut erhalten, wenn die Scholle nur eine geringe Schrägstellung erfahren hat, wenn die seit und infolge der Schrägstellung wirkende Erosion in nicht zu leicht zerstörbaren Gesteinen, besonders in durchlässigem Gestein (wie Quadersandstein) wirkt. Dann sind die beiden Grundelemente der Talverzweigung leicht unterscheidbar.

Auf stärker geneigten Schollen, besonders solchen aus leicht zerstörbaren undurchlässigen Gesteinen, sind von der nordwestlichen Furchung oft nur geringe Reste erhalten.

In Karstgebieten ist die nordwestliche Furchung mehr oder weniger stark zerstört und unkenntlich gemacht worden.

Die verschiedenen Talverzweigungstypen sind auch in vergletscherten oder vergletschert gewesenen Gebieten erkennbar.

Zwischen benachbarten Talsystemen, die verschiedenen Typen angehören, besteht eine Art Verwandtschaft: sie enthalten alle Stücke der alten nordwestlichen Talfurchen, von denen die jetzigen Talsysteme gewissermaßen abstammen. Nur sind sie in verschiedener Weise mit den der jetzigen Abdachung entsprechenden Talstücken verflochten und mehr oder weniger zahlreich und deutlich erkennbar.

Die Richtungen der Hauptadern der neuen Talsysteme sind selten geradlinig, sie weisen meist größere oder kleinere Ecken oder Krümmungen auf. Die infolge von Schrägstellungen entstandenen Hauptadern der neuen Entwässerungssysteme benutzen einesteils noch alte nordwestliche Furchen, zum Teil in umgekehrter Richtung, andernteils aber sind sie an Stelle ehemaliger Wasserscheiden und Sättel zwischen den alten Furchen angelegt. Hier schaffen sie engere Einschnitte, die sich von den sanfteren Strecken im Zuge der alten Furchen oft deutlich abheben. Die Ecken und Krümmungen der neuen Hauptadern können sehr nahe beieinanderliegen und werden von Hochwässern des Flusses zu Talmäandern abgerundet. Die „Hälse“ sind meist nicht durch „Gegeneinanderarbeiten“ zweier sich ausbildender Talmäander entstanden, sondern nur Reste von Talfurchen, die vor Entstehung des Mäandertales vorhanden waren.

Die infolge der Schrägstellungen entstehenden oder sich vertiefenden Erosionseinschnitte sind, wenn die Schrägstellung nicht zu gering ist, asymmetrisch. Die steileren Talgehänge sind dem Sinne der Schrägstellung entgegengewandt. Es bestehen also hier Korrelationen zwischen dem morphologischen Grundriß und dem Aufriß.

Wenn eine Scholle mit ursprünglich nordwestlich gerichteter einseitiger Entwässerung kuppelförmig aufgewölbt wird, so bekommen die Grundrisse der neuentstehenden Talsysteme auf jeder Seite der Kuppel einen anderen Charakter. Die im Südwesten und Nordosten erhalten zahlreiche Anzapfungsknie, aber in einander entgegengesetztem Sinne, die im Nordwesten werden am wenigsten verändert, die im Südosten am stärksten, vollständig umgestülpt. Asymmetrische Täler richten ihre Steilgehänge auf allen Seiten, dem Sinne der Aufwölbung entgegen, nach innen.

Wird eine Scholle mit ursprünglich nordwestlich gerichteter einförmiger Entwässerung eingemuldet, so werden die Grundrisse der Talsysteme in verwandter, nur umgekehrter Weise abgeändert wie bei Aufwölbung. Umgestülpt werden die Talsysteme nicht südöstlich, sondern nordwestlich vom Muldentiefsten, wenig geändert werden die im Südosten. Die Talsysteme nordöstlich und südwestlich vom Muldentiefsten werden in der Weise geändert, daß die Grundrisse der neuen Talsysteme dieser beiden Seiten einander zugewandte Anzapfungsknie aufweisen. Die steilen Seiten der entstehenden asymmetrischen Täler sind dagegen nach außen gewandt, auch die im Nordwesten und Südosten. Im Muldentiefsten entsteht eine von einem Hauptfluß durchflossene Aufschüttungsebene oder ein See. Der Abfluß des Sees oder der Ausgang des großen Flusses liegt an der tiefsten Stelle der Umrahmung der Mulde und hier entsteht ein „Durchbruchtal“. Bei rasch vorsichgehenden Krustenbewegungen ist die Anlage von Durchbruchtälern meist auf Überfließen an der niedrigsten Stelle der sich bildenden Umrahmung zurückzuführen. Nur bei schwächeren langsameren Krustenbewegungen kommt Antezedenz mehr in Frage.

Aus Beziehungen der Talsysteme zu altquartären Schotterablagerungen und zum Löß geht hervor, daß die heutigen Talsysteme und die Großformen, aber auch die ihnen vorangehende einfache nordwestliche Furchung auf einer einförmigen Fläche jünger sind als altquartäre Schotter, aber älter als der Löß. Altquartäre Schotter müssen mit den heutigen Flüssen, an oder über denen sie liegen, keine Beziehungen haben und zwischen den heutigen und den altquartären Flußsystemen, aus deren Bereich diese Schotter stammen, besteht keine Kontinuität, wenn dazwischen als Diskordanz eine weitgehende Einebnung der altquartären Morphologie eingeschaltet ist. Aus der Verbreitung der altquartären Schotter und ihrer petrographischen Zusammensetzung geht dann nur hervor, daß damalige Flußläufe zum Teil ähnliche Richtungen hatten wie heutige Flüsse. Für die Aufhellung der heutigen Morphologie leisten sie nur geringe Dienste.

Reicht die Entstehung der heutigen Morphologie so wenig weit in die geologische Vergangenheit zurück, wie ich annehmen muß, so müssen zu ihrer Erkenntnis stratigraphische Zeugnisse versagen und die Geologie verliert für die Erforschung der gegenwärtigen Morphologie an Bedeutung. An Stelle morphologisch verwertbarer geologischer Urkunden tritt ein anderes sehr großes Urkundenmaterial, das bisher in seiner Bedeutung nicht erkannt und nicht lesbar war, die Liniensysteme, die die fließenden Gewässer in die sich bewegenden Erdkrustenteile eingegraben haben. Es sind die Gestaltungslinien der Erdkruste, die trotz ihrer oft labyrinthartigen Formen doch einen Zusammenhang besitzen und Regelmäßigkeiten aufweisen, während die Bodenformen selbst, die durch Zerstörung und Auflösung der Krustenoberfläche entstanden sind, viel chaotischer und zusammenhangloser sind. Die Talverzweigungen sind gewissermaßen ein Bild der Bodengestaltung durch die Erosion, die Bodenformen selbst sind das Gestaltete, etwas Passives, das negative Gegenstück der Gestaltungslinien. Die Eigenart des Aufrisses der Bodenformen, die Gehängeformen, sind bei morpho-

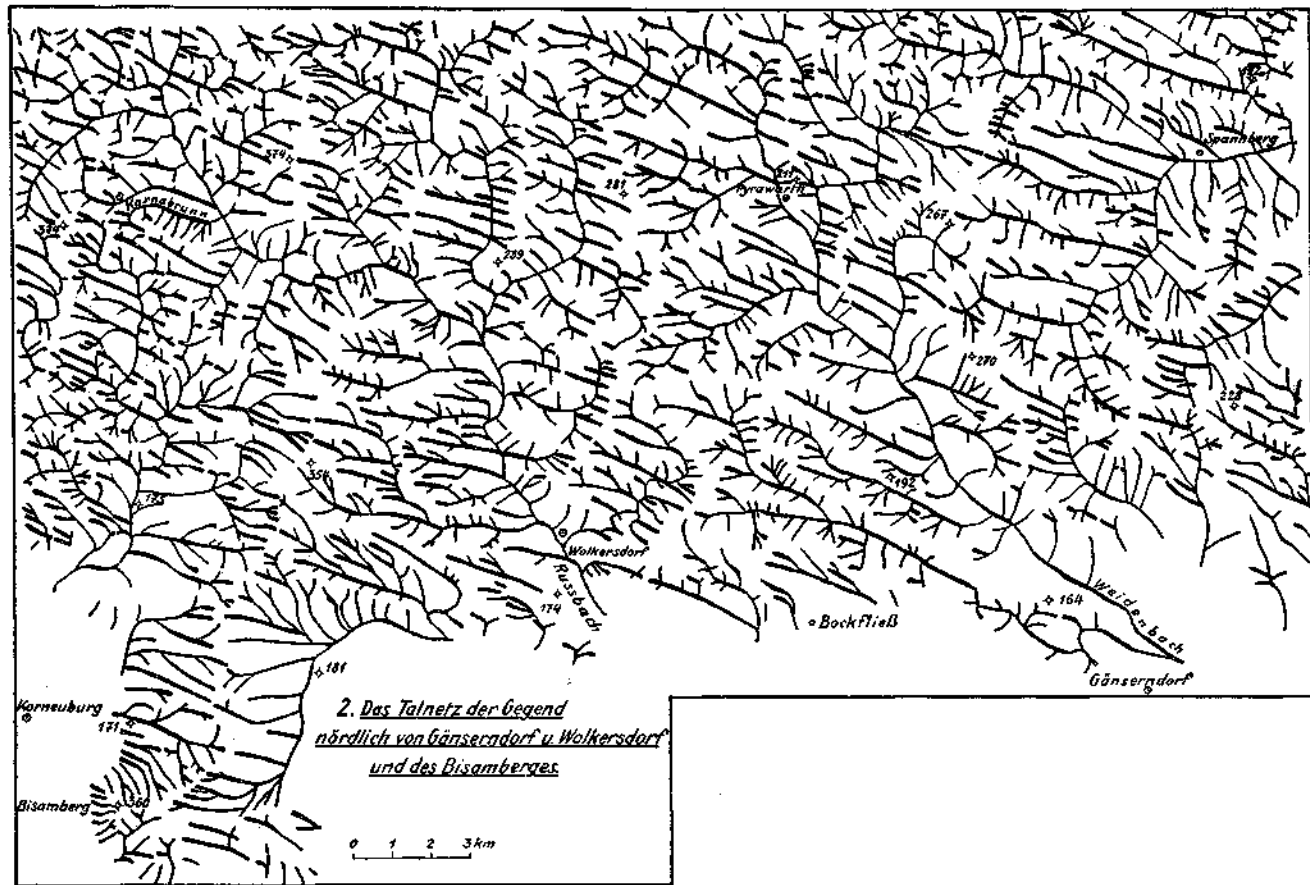


Abb. 2.

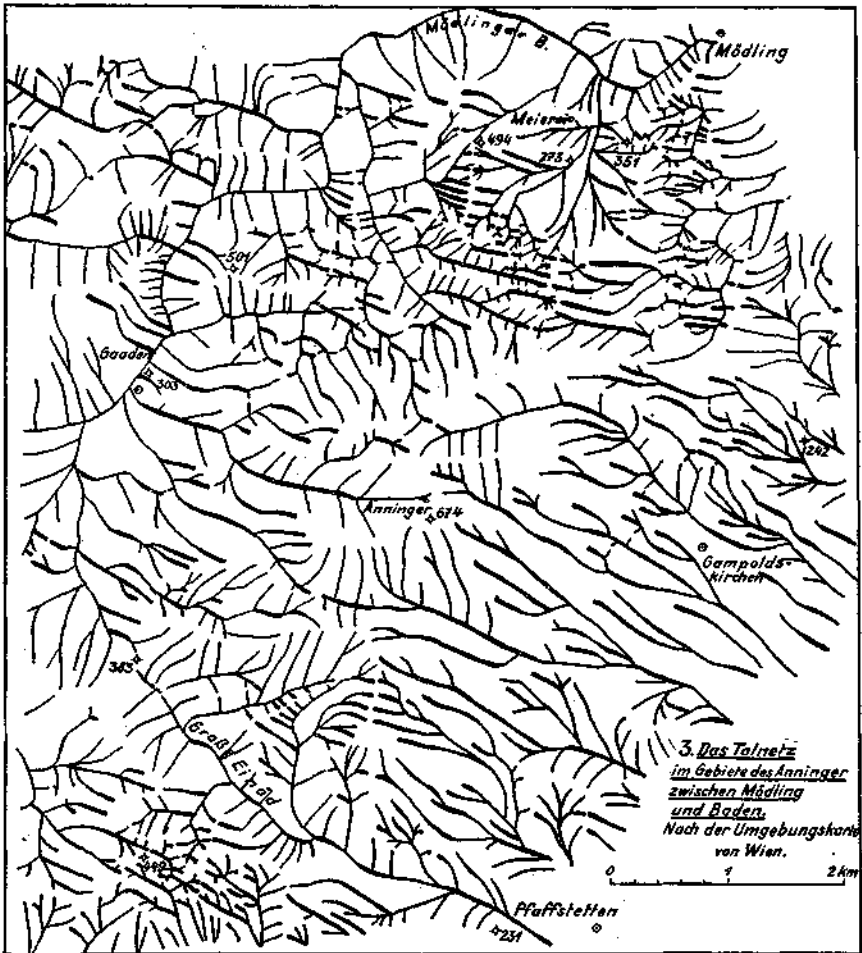


Abb. 3.

logischen Untersuchungen mit Hilfe der Talverzweigungen nicht Ausgangspunkt der morphologischen Betrachtung wie bisher, sondern sie stehen am Ende derselben. Die Erklärung ihrer Eigenart ergibt sich aus dem gewonnenen Verständnis der Eigenart des Grundrisses der Bodenformen und kontrolliert zugleich die Richtigkeit der Erklärung des Grundrisses.

Die vorstehenden Beobachtungen und Auffassungen könnten mit Hilfe der Talnetze aus dem ganzen weiten Untersuchungsgebiete in Mittel- und Südosteuropa und darüber hinaus augenfällig gemacht werden. Hier ist auf Abbildung 1 nur je ein Beispiel der nach Himmelsrichtungen verschiedenen Talverzweigungstypen gegeben. Sie sind aus geologisch sehr verschieden aufgebauten Flachländern und Gebirgen in Oberösterreich, Bayern, Böhmen, Mähren, Slowakei, Steiermark und Südtirol genommen. Dazu kommen auf den Abbildungen 2 bis 4 die



Abb. 4.

Talnetze zweier Gegenden aus der unmittelbaren Nachbarschaft von Wien und aus Ostgalizien.¹⁾

Auf allen Zeichnungen ist durch Verstärkung die südost-nordwestliche Grundkomponente hervorgehoben, deren Bedeutung wohl überall unverkennbar ist. Die Richtungen der heutigen Abdachungen, die die zweite bestimmende Hauptkomponente für die Gestaltung der Talverzweigung liefern, sind durch die in den Zeichnungen eingetragenen Höhenzahlen angedeutet. Es muß aber bezüglich ihrer des näheren auf die jeweils angeführten Spezialkartenblätter verwiesen werden.

Das Tertiärhügelland nördlich von Wien (Abb. 2) dacht sich nach Süden zum Marchfeld ab, es zeigt aber auch flache Einmündungen, wie die am Rußbach und am Weidenbach mit den entsprechenden Talverzweigungstypen. Der Bisamberg stellt eine verschieden steil abdachende Aufwölbung dar. Eine solche ist im wesentlichen auch das in Abb. 3 dargestellte Anningergebiet, auf dessen Abdachungen in den verschiedenen Himmelsrichtungen, deutlicher ausgeprägt als am Bisamberg, die verschiedenen Talverzweigungstypen zu finden sind.

In dem Talnetz im Bereich der Dniestermäander (Abb. 4) herrscht nördlich der Mäanderzone der der südlichen Abdachung entsprechende Talverzweigungstyp. Die reiche Zergliederung der Räume innerhalb der großen Talmäander durch kleine Täler, bei denen die südost-nordwestliche Richtung durchaus überwiegt, zeigt die Unmöglichkeit, diese Talmäander als „eingesenkte“ Flußmäander aufzufassen. Auf Abb. 1 zeigen die Talverzweigungen Nr. 5 bis 7 mehr oder weniger stark ausgeprägte Talmäander kleineren Maßstabes als die Dniestermäander. Leichter als bei letzteren ist bei ihnen zu ersehen, daß sie durch Herstellung von Querverbindungen zwischen den südost-nordwestlichen Furchen bei Schrägstellung in anderer Richtung entstanden sind.

Der Nordosttyp der Talverzweigung Nr. 3 auf Abb. 1 ist einem Gebiete mit ausgeprägt glazialen Aufriffen, den Seetaler Alpen, entnommen. Auf Abb. 2 ist ein sehr deutlicher Südosttyp unmittelbar nordwestlich von Gänserndorf zu sehen, der schon am Fuße des Tertiärhügellandes im Marchfeld liegt, in nur geringer Höhe über dem Donauspiegel, in der gleichen Höhe wie Schotter, die als altquartäre Donauschotter angesehen werden. Auch der Oberfläche des Wagrams bei Kirchberg am Wagram (Spezialkartenblatt Tulln), die von als altquartär angesehenen Schottern aufgebaut ist, sind diese Südosttypen der Talverzweigung aufgeprägt.

¹⁾ Vgl. auch die Abbildungen von Talnetzen und Talverzweigungstypen in Nordböhmen und Nachbargebieten bei R. Engelmann: Ergebnisse geomorphologischer Forschungen, Firgenwald, 5. Jg., Heft 1 und 2, Reichenberg 1932, und „Wann sind unsere heimlichen Berge und Täler entstanden?“, Mitt. d. Ver. d. Naturfreunde in Reichenberg, 55. Jg., 1933.

Geologie des Gebietes zwischen St. Cassian und Buchenstein.

(Südtiroler Dolomiten.)

Mit 1 geologischen Karte und 4 Textfiguren.
Aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Innsbruck.

Dem Andenken
Ferdinand Freiherrn von Richthofens
gewidmet,
anlässlich der 100. Wiederkehr seines Geburtstages
(5. Mai 1833)

Von **Georg Mutschlechner**, Innsbruck.

Inhaltsübersicht.

	Seite
Vorwort	200
Geographische und geologische Übersicht	200
Stratigraphischer Teil:	201
Perm: Bellerophon-Schichten	201
Trias: Werfner Schichten	201
Muschelkalk	203
Mendeldolomit	204
Buchensteiner Schichten	205
Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine	206
Buchensteiner Agglomerate	207
Augitporphyrit	207
Augitporphyrittuffe	208
Wengener Schichten	209
Wengener Agglomerate	210
Cassianer Schichten	210
Massengesteine in den Cassianer Schichten	212
Schlerndolomit	213
Raibler Schichten	214
Dachsteindolomit	214
Der Fazieswechsel	215
Tektonischer Teil:	217
1. Störungsflächen	218
2. Selektive Tektonik	222
3. Bewegungsbild	223
Morphologie:	225
A. Selektive Formgebung und Bodengestaltung	225
B. Hebungsweise Formentwicklung im Tertiär	226
Diluvium:	226
Moränen	226
Alluvium:	230
Nutzbare Ablagerungen und Mineralquellen	231
Verzeichnis der benützten Literatur	231

Vorwort.

St. Cassian, Col di Lana und Buchenstein standen schon lange in meinem Studienprogramme. Um so angenehmer überraschte mich die Einladung meines hochgeschätzten Lehrers, Herrn Professors Dr. R. v. Klebelsberg, zur geologischen Neuaufnahme dieses klassischen Gebietes mit Unterstützung durch den Deutschen und Österreichischen Alpenverein.

Der trockene Sommer 1932 ermöglichte die Durchführung der Feldaufnahme in einem Zuge während der Zeit von Ende Juli bis Anfang Oktober.

Indem ich die Ergebnisse dieser Arbeit der Öffentlichkeit übergebe, habe ich zunächst meine Dankeschuld abzutragen, sowohl an Herrn Professor v. Klebelsberg für Anregung und Hilfe als dem Deutschen und Österreichischen Alpenvereine für die Bestreitung der Kosten des Kartendruckes sowie für die Subvention der Feldaufnahme.

Innsbruck, im März 1933.

Der Verfasser.

Geographische und geologische Übersicht.

Im Zentrum der Südtiroler Dolomiten liegt dieses eigenartige, zur Hauptsache aus Gesteinen der unteren und mittleren Trias aufgebaute Gebirge, eingebettet zwischen der Kreuzkofelgruppe im N, der Sellagruppe im W und der Padonkette im S, flankiert vom Monte Porè, Nuvolau und Lagazuoi im E. Eine orographische Einheit von 77 km^2 , ringsum natürlich begrenzt durch Bachläufe und Wasserscheiden. Erstere fließen teils als Quellen der Gader nordwärts zur Rienz, teils mit dem Cordevole südwärts zum Piave, letztere sind die bekannten Dolomitenpässe von Campolungo im W und Falzarego bzw. Valparola im E.

Das Gebiet kann sich, was Höhe und Wucht der Felsszenerie anbelangt, mit seiner großartigen, z. T. über 3000 m aufragenden Umgebung nicht messen. Es ist vorwiegend ein sanftgeformtes, nur von unbedeutenden Steilstufen durchsetztes, bis oben begrüntes Wald- und Wiesenland auf fruchtbaren Tuff- und Mergelböden. Bloß im östlichen Teile krönt noch ein Miniaturhochgebirge aus Schlern- und Dachsteindolomit die wellige Hochfläche. Der Gegensatz dieser grünen Insel inmitten der kahlen Felsregion und der düsteren Padonberge bringt Abwechslung und erhöht den Reiz der Landschaft.

Die höchsten Erhebungen sind der selten bestiegene Settsaß (2575 m) in der gleichnamigen Gruppe, der im Kriege vielgenannte Sasso di Stria oder Hexenfels (2477 m) und der hart umkämpfte „Blutberg“ Col di Lana (2462 m) mit dem Monte Sief (2425 m). Alle im östlichen Teile, im westlichen liegen die Gipfelhöhen bei 2100 m.

Das Gebiet ist nur am Rande besiedelt. Die höchstgelegenen Höfe auf der Enneberger Seite sind im N Sorega bei St. Cassian auf 1605 m, im W Arlara bei Corvara auf 1670 m, in Buchenstein liegen die Häusergruppen Castello in 1760 m, Agai in 1720 bis 1740 m und Sief in 1730 m Meereshöhe. Die Bewohner sind Ladiner, in Enneberg „Badioten“, in

Buchenstein „Fodomi“. Sie treiben vorwiegend Heimviehzucht. Almen gibt es nur oberhalb Corvara und in Valparola.

Gute Automobilstraßen fördern aus allen Richtungen den Verkehr bis an den Fuß dieser Berge.

Stratigraphischer Teil.

Enger begrenzt als in den umliegenden Dolomitstöcken ist im Gebiete zwischen St. Cassian und Buchenstein die Schichtfolge der aufgeschlossenen Sedimentdecke. Sie beginnt erst mit dem obersten Perm und endet in der oberen Trias. Um so mannigfaltiger ist der Gesteinswechsel innerhalb dieser stratigraphischen Grenzen.

Perm.

Bellerophon-Schichten.

Nur in Buchenstein, wo Ogilvie-Gordon (12 und 13) erstmals zwei Vorkommen festgestellt hat, tritt dieses älteste sichtbare Schichtglied zutage.¹⁾

Das größere, in der Südostecke des Kartenblattes, ist durch die Dolomitenstraße und durch Anschnitte an der Verbindung zwischen Salesei und Pian gut aufgeschlossen. Es konnte nach allen Richtungen noch weiter verfolgt werden. Unter den neuen Fundstellen ist besonders ein Steinbruch nördlich Salesei di sopra zu erwähnen, ferner ein Ausbiß am Andrazer Bach nordöstlich von Pian und an seiner Mündung in den Cordevole. Dieses Vorkommen hat seine Fortsetzung in einer kleinen Wand östlich des Andrazer Baches und in den Plattenschüssen beim Straßentunnel südlich Pian. Es kommen hier nicht nur die weißgeaderten bituminösen Kalke, Mergelkalke und Schiefer der oberen Horizonte, sondern auch löcherige Dolomite und Rauhwacken der mittleren Gruppe vor. Hingegen sind die Gipslagen der unteren Bellerophon-Schichten nirgends freigelegt. Der östliche Aufschluß oberhalb der Dolomitenstraße birgt viele Fossilien (hauptsächlich *Pecten* sp.).

Ein zweites Vorkommen liegt zwischen Ruaz und Vallazza am linken Ufer des Cordevole. Es besteht aus fossilführendem, bituminösem Kalk und Mergelkalk. Vgl. Ogilvie-Gordon (13, Seite 359).

Die Versteinerungen sind im Buchensteiner Gebiete meist auf einzelne Lagen beschränkt, in diesen aber verhältnismäßig reichlich zu finden. Am häufigsten sind *Gymnocodien*, *Pecten* und *Avicula*. Die Gattung *Bellerophon* ist selten.

Die Mächtigkeit der stark verbogenen Bellerophon-Schichten läßt sich wegen Verhüllung der Liegendgrenze nicht ermitteln.

Trias.

Werfner Schichten.

Die Sedimente der untersten Trias haben ihr Hauptverbreitungsgebiet ebenfalls in Buchenstein, kleinere Vorkommen verzeichnet die Karte

¹⁾ Die Zahlen verweisen auf das Literaturverzeichnis.

am Nordwestrande zwischen Corvara und Stern. Mit der gleichen Signatur wurden oberhalb Varda (bei Arabba) und bei Masarei Schollen von Werfner Schichten im Verlande der Buchensteiner Agglomerate ausgeschieden, deren Beschreibung in einem späteren Kapitel folgt.

Das Bachbett des Cordevole wird zwischen Ruaz und Pian auf eine Strecke von $4\frac{1}{2}$ km fast ausschließlich von Werfner Schichten gebildet, die sich auch an den begleitenden Hängen hoch hinaufziehen, so daß nicht nur die Dolomitenstraße von der Ruazschlucht bis Livinè, sondern auch noch die Häusergruppe Corte in ihrem Bereiche liegt. Neu erscheinen gegenüber älteren Aufnahmen die Vorkommen nördlich der Weiler Livinè und Brenta sowie auf der Bergwiese Prade. Steilstehende Werfner Schichten übersetzen den Kirchenbach oberhalb Pieve an zwei Stellen. Ein drittes, tieferes Vorkommen beginnt knapp östlich dieser Tiefenlinie und reicht bis zum Andrazer Bach, von wo es nach kurzem Untertauchen unter Muschelkalk und Mendeldolomit bis oberhalb Andraz verfolgt werden kann. Ein tektonisch interessantes Vorkommen erscheint noch nördlich Franza im oberen Andrazer Tal.

Die übliche Trennung in Seiser und Campiller Schichten ließ sich in der Karte nicht durchführen, zumal der für andere Gebiete charakteristische Aufarbeitungshorizont hier fehlt und weil — wie schon Ogilvie-Gordon (13, Seite 361) gezeigt hat — petrographische und paläontologische Gemeinsamkeiten zwischen beiden Gruppen bestehen. Sicher ist, daß echte Seiser Schichten in der Gegend von Salesei vorhanden sind und auch mit ihren basalen Lagen (hellgraue bis blaugraue Mergel und Kalke) in der Tiefe des Cordevoletales südlich Pieve mehrmals auftauchen. Bei allen übrigen Vorkommen handelt es sich trotz teilweise sehr ähnlicher Gesteinsfarbe und gleicher lithologischer Beschaffenheit um Campiller Schichten.

Letztere lassen auch hier die für das mittlere Gadertal typische Dreiteilung in eine untere und obere rote und in eine mittlere, graue Gruppe erkennen, sie wird aber vielfach wegen der komplizierten Schichtstauungen und -wiederholungen undeutlich. Oolithische Ausbildungen und Konglomeratbänke wie im Gadertal wurden in den oberen Campiller Schichten dieses Gebietes nicht gefunden. Hauptgesteine sind glimmerreiche Mergel, Kalke und Schiefer. Das Gesagte gilt auch für die Vorkommen südlich von Stern, wo nur Campiller Schichten erschlossen sind.

Die Fauna der Werfner Schichten ist im Verhältnis zu jenen in nördlicheren Gegenden individuenärmer. Meine Funde sind:

Pseudomonotis Clarai Emmrich . . . In gelbem Mergel und rötlichgrauem Kalk der oberen Campiller Schichten. Südlich Kilometer 31 zwischen Stern und Corvara.

Anodontophora fassaensis Wissmann . Oberste, graurote Campiller Schiefer. Südlich Stern, und zwar am Westufer des Maradagnabaches.

Anodontophora fassaensis Wissmann
var. *Bittneri* Frech In rotem, glimmerreichem Mergel der Campiller Schichten oberhalb der Dolomitenstraße südlich Corte. Auch in dunkelrotem Mergelkalk der Campiller Schichten östlich von Punkt 1506 zwischen Stern und Corvara.

Naticella costata Münster In grauen, glimmerreichen Campiller Mergeln nördlich Andraz.

Die Mächtigkeit der Werfner Schichten beträgt bei Vallazza etwa 350 m, westlich von Pian mindestens 200 m, zwischen Salesei und Andraz ca. 150 m. Südlich von Stern kann sie nicht ermittelt werden.

Muschelkalk.

Südlich vom Dorfe Stern folgt über den Werfner Schichten fast überall eine dünne, aus der Ferne nicht erkennbare Einschaltung von Unterem Muschelkalk, bestehend aus grauen, schwach bituminösen Kalken. Darüber liegt unmittelbar die helle Wandstufe des Mendeldolomits. Das Muschelkalkkonglomerat fehlt in dieser Gegend.

Ungleich größer ist die Verbreitung des Muschelkalkes auf der Buchensteiner Seite, wo die Aufnahme ebenfalls ein teilweise verändertes Kartenbild ergab. Neu ist beispielsweise das Vorkommen von Muschelkalk zwischen Molinat am Andrazer Bache und der Dolomitenstraße. Dazu kommen in Buchenstein noch lithologische Unterschiede. Die anisische Stufe ist hier einschließlich des Mendeldolomithorizontes vorwiegend kalkig entwickelt. Paläontologische Anhaltspunkte (Ammoniten, Diploporen) sind in dieser einheitlichen Kalkmasse viel zu selten, um eine durchgehende Gliederung in Unteren und Oberen Muschelkalk oder Mendelkalk zu ermöglichen oder zu rechtfertigen. Bei kleinen Aufschlüssen oder bei den gerade in Buchenstein häufigen, tektonisch entstandenen Schichtwiederholungen könnte diese approximative Teilung leicht zu Verwechslungen führen. Aus diesem Grunde wurde in der Karte die einheitliche Bezeichnung „Muschelkalk“ verwendet. Nur dort, wo in der Karte auch der Mendeldolomit ausgeschieden ist, bildet der Untere Muschelkalk das Liegende.

Mit der Farbe des Muschelkalkes wurden ferner auch größere Schollen eines hellen Kalkes in den Buchensteiner und Wengener Agglomeraten bezeichnet.

Wo die basalen Lagen des Muschelkalkes bei der Gebirgsbewegung nicht abgeschürft und zerrieben wurden, ist auf der Buchensteiner Seite beinahe überall das Muschelkalkkonglomerat zu finden. Primäre Fehlgebiete liegen zwischen Pieve und Andraz, ebenso zwischen Brenta — Punkt 1223 — und Salesei di sotto.

Schön aufgeschlossen ist es an der Straßenbiegung östlich der Ruazschluht. Dort folgen über den roten Campiller Schichten zunächst 5 bis 6 m rötlichen Konglomerats, hierauf rote Schiefer und Mergel. Darüber breitet sich ein helles Konglomerat, überlagert von grauen Schiefem und Mergeln und vom eigentlichen Muschelkalk.

Gute Aufschlüsse findet man auch unweit des Cordevole westlich Ruaz, dann zwischen Lavinè und Vallazza di fuori, sowie nördlich Franza.

Das Muschelkalkkonglomerat kann auch in diesem Gebiet nur als Transgressionsbildung aufgefaßt werden. Mit einer tektonischen Breccie oder mit nachträglich verfestigten Überschiebungsgeseröllen hat es bestimmt nichts zu tun.

Der nächsthöhere Horizont besteht aus den schon erwähnten roten und grauen Mergeln, die zusammen mit gleichfarbigen, sandigen und sandig-kalkigen Lagen den Campiller Schichten sehr ähneln und, da sie

meist keine Fossilien enthalten, von ihnen kaum zu unterscheiden sind. Besonders auf der Weidefläche Prade oberhalb Pieve und am Buchensteiner Kirchenbach könnte man in Zweifel sein, was noch als Werfner Schichten und was als Muschelkalk zu bezeichnen ist.

Der Muschelkalk engeren Sinnes ist ein mehr oder weniger bituminöser Kalk von schwarzer bis grauer Farbe. Im allgemeinen sind die tieferen Lagen heller, es kommen aber auch auf den dunklen Kalken noch lichte Mergelkalke vor.

Über ziemlich reine, blaßgraue, schwach verkarstete Kalke führt der Weg von Ruaz (am Cordevole) zur Kirche von St. Johann (Punkt 1403).

Nahe östlich der Brücke (1439 *m*) über die Ruazschlucht enthalten die hellen Kalke vereinzelt Crinoiden, was zu der nicht ganz zutreffenden Bezeichnung „Crinoidenkalke“ (vgl. 8, Seite 251) Anlaß gab. Hier fanden Hoernes und Mojsisovics (8) neben anderen Versteinerungen auch Ammoniten.

An einem kleinen Felsensteige, der südlich der genannten Brücke von der Dolomitenstraße abzweigt und die beiden zerschossenen Sperrforts (Ruaz und Corte) verbindet, stehen fossilführende, hellgraue Mergelkalke an. Höher oben ist durch eine Kaverne schwarzer, bituminöser Kalk mit fein verteiltem Pyrit erschlossen. Fossilien wurden darin nicht gefunden.

Oberhalb Pieve besteht der Muschelkalk vorwiegend aus sehr dunklen Kalken. Eine bräunlich anwitternde Bank nordöstlich vom Dorfe auf etwa 1700 *m* Höhe ist voll Röhrechen von *Diplopora annulatissima* Pia. Nordnordwestlich über Pieve fanden sich in annähernd gleicher Höhe Reste schlecht erhaltener Ammoniten, und zwar ceratitenartige Formen.

Die Mächtigkeit des Muschelkalkes ist zwischen Corvara und Stern am geringsten, in Buchenstein hält sie sich zwischen 80 und 100 *m* und vermindert sich nur dort, wo noch Mendeldolomit darüber liegt, auf 40 *m*.

Mendeldolomit (Sarldolomit).

Die obere Abteilung der anisischen Stufe ist zumeist kalkig-hituminös entwickelt und von den teilweise ganz gleich ausgebildeten höheren Horizonten des Unteren Muschelkalks ohne entsprechende Fossilfunde im Felde nicht zu unterscheiden.

Echter Mendeldolomit, das heißt ein Gestein oberanisischen Alters von rein dolomitischer Beschaffenheit, kommt in größerer Ausdehnung nur am Nordwestrande des untersuchten Gebietes südlich Stern vor, wo er aus tektonischen Gründen mehrmals in steilen Abbrüchen heraustritt.

In Buchenstein finden sich nur drei unbedeutende Vorkommen. Das westlichste zeigt die Karte als schmalen Streifen am sonnseitigen Hang des Cordevoletales zwischen Punkt 1223 (westlich Pieve) und Salesei di sotto. Ein zweites durchschneidet der Cordevole bei der Brücke westlich von Pian. Das Gestein ist hier ein hochkristalliner gelblicher Dolomit. Typischer Mendeldolomit ist ferner als helle Felsflucht unterhalb Molinat am rechten Ufer des Andrazer Baches erschlossen. Ein schmales Vorkommen zwischen Werfner Schichten nördlich Franza besteht aus dolomitischem Kalk, bildet also bereits eine Übergangstypen zum Muschel-

kalk, und wurde deshalb mit der Farbe des letzteren bezeichnet. Das Anstehende zu den losen Dolomitblöcken im Walde nahe oberhalb des Fahrweges bei Franza konnte nicht gefunden werden. Entweder handelt es sich um Auflagerungsreste oder um glazial zugeschleppten Schlern-dolomit.

Die Mächtigkeit des Mendeldolomits beträgt — was auch die Profile erkennen lassen — bei Stern 70 bis 100 m, also beträchtlich mehr wie in Buchenstein, wo er nur ein durchschnittlich 50 m dickes Paket bildet.

Buchensteiner Schichten.

Die älteste Abteilung der ladinischen Stufe ist von Richthofen (15) im Jahre 1860 nach der Talschaft Buchenstein, wo diese Gesteine gut erschlossen sind, als „Buchensteiner Schichten“ bezeichnet worden. In beträchtlicher Ausdehnung ist sie auch zwischen Corvara und Stern freigelegt. Für beide Verbreitungsgebiete ergaben sich nicht unbedeutende Abweichungen gegenüber den bisherigen Darstellungen. Einzelheiten übergehe ich, weil die tatsächliche Verbreitung aus der Karte deutlich zu sehen ist.

Die Buchensteiner Schichten bestehen hier aus hornsteinreichen Knollenkalken, kieseligen Plattenkalcken, aus *Pietra verde* und verschiedenen anderen Sedimentärtuffen, ferner aus Bänderkalcken und Tuffschiefern.

Die erstgenannten Kalke nehmen hauptsächlich die tieferen Horizonte ein, *Pietra verde* findet sich vorzugsweise in mittleren und höheren Lagen, die übrigen Tuffe und auch die Tuffschiefer und Bänderkalke sind auf den oberen Teil beschränkt.

Knollenkalke und Plattenkalke, die beiläufig die untere Hälfte der gesamten Buchensteiner Schichtenfolge ausmachen, zeigen auch hier das gewohnte und in anderen Arbeiten genügend beschriebene Aussehen, bedürfen daher keiner weiteren Erläuterung.

Interessanter sind die Tuffe. Das bekannteste Tuffgestein der Buchensteiner Schichten ist die kieselsäurereiche *Pietra verde*, die hier so feinkörnig ist, daß selbst mit der Lupe in der einheitlich dichten Masse meist keine Bestandteile (z. B. Feldspäte wie in Wengen) unterscheidbar sind. Wenn Biotit vorhanden ist, kann er oft schon mit freiem Auge deutlich erkannt werden. Kaliglimmer wurde hier nicht gefunden. Glimmerreiche Lagen wechseln mit glimmerarmen und ganz freien.

Guten Einblick in die Verwitterungszone der *Pietra verde* bietet eine alte Geschütz-kaverne im Walde südlich Brenta (Buchenstein) in etwa 1250 m Höhe. Der Stolleneingang ist in *Pietra verde* gehauen, deren prächtig grüne Patina-Farbe gegen das Innere bald verblaßt und in einen unansehnlichen, grauen bis graugrünen Stein übergeht. Das Hautwerk, seit 17 Jahren den Atmosphärrillen ausgesetzt, ist schon größtenteils grün angewittert. Ein Beweis, daß die grüne Farbe verhältnismäßig rasch durch sonst gar nicht tief gehende Zersetzungsvorgänge entsteht.

In der *Pietra verde* von Prade (Plan da Prade, am Südhang des Col di Lana) lag der von Hummel (3) gefundene und von Kieslinger (4) beschriebene *Arpadites Arpadis* v. Mojs. Es ist einer der äußerst seltenen Fälle, daß man in diesem Tuff ein Fossil fand.

Andere kieselsäurereiche Tuffe sind schmutzigweiß. So kommt südlich vom Dolomitengasthaus innerhalb Stern im südlichsten Aufschlusse

der Buchensteiner Schichten auf 1500 *m* Höhe eine nur wenige Dezimeter starke Einlagerung dünngebankten, hellen Tuffgesteins vor, das auf Salzsäure etwas braust und kleine, unregelmäßig begrenzte Schüppchen von dunklem Glimmer erkennen läßt.

Größere Verbreitung und Mächtigkeit hat ein ebenfalls heller, hisweilen wie feinkörniger Gneis aussehender Plagioklastuff mit viel kleinem, aber häufig kristallographisch umgrenztem Biotit. Auf Salzsäure reagiert er nicht. Dieser Tuff bildet die obersten Buchensteiner Schichten im Quellgebiete des Ru dalla Porta an der Ostseite des Col di Lana (Aufschluß längs eines Heuweges in 2020 *m* Höhe) und weiter östlich (Umgebung von Punkt 2027) im Hangenden der *Pietra verde*.

In unmittelbarer Nähe des genannten hellen Tuffes südlich des Dolomitengasthauses wurde eine zirka 1½ *m* dicke Lage grauschwarzen, sehr festen, quarz- und biotitreichen Tuffes gefunden.

Hauptgestein der obersten Buchensteiner Schichten sind sowohl südlich von Stern als auch bei Chertz, ferner am Südhang des Col di Lana und bei Agai graubraune, feinkörnige Tuffsandsteine. Daß diese noch zu den Buchensteiner Schichten gehören, beweisen — wenn keine paläontologischen Anhaltspunkte gegeben sind — vereinzelt ganz dünne Einschaltungen von *Pietra verde* (Quellgebiet des Kirchenbaches oberhalb Pieve bei 1800 bis 1820 *m* Höhe und bei Agai). Westlich Chertz wechseltellern die Tuffsandsteine mit Bänderkalken.

Schließlich findet man in den obersten Buchensteiner Schichten am Osthange des Freina-Berges westlich St. Cassian, wie auf der Weidefläche Prade (südlich des Col di Lana) und westlich Castello auch gelbbraune bis schwarze, in dünne Tafeln spaltende Tuffschiefer, deren Schichtflächen mit Daonellen und Muschelbrut bedeckt sind.

Die Mächtigkeit der Buchensteiner Schichten schätze ich — abzüglich der durch Faltungen und Stauchungen bewirkten Verdickung — zwischen Stern und Corvara auf etwa 120 *m*, in der Andrazer Gegend auf 100 *m*. An der Südseite des Col di Lana beträgt sie über 100 *m*, bei den Häusern von Sief nur 50 *m*. Westwärts nimmt die Mächtigkeit wieder zu.

Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine.

In der Gegend von Arabba erreichen die am Südrande der Sella-gruppe vorkommenden und von Reithofer (14, Seite 535 bis 537) beschriebenen Konglomerate und Sandsteine das Ostende ihres Verbreitungsgebietes. Nahe der „Trattoria Col di Lana“ stehen in einem Steinbruch an der Campolungosträße gut gebankte und geschichtete Tuffsandsteine an. Diese werden von Tuffkonglomeraten überlagert. Im Hangenden der letzteren folgen Tuffe und Tuffsandsteine mit *Daonella Lomelli* Wissmann, dem Leitfossil der Wengener Schichten. Tuffkonglomerate und Sandsteine sind ferner nordwestlich und östlich von Varda im Liegenden der Buchensteiner Agglomerate bis Renaz erschlossen.

Die Konglomerate bestehen aus Porphyritgeröllen, die durch einen grünen bis schwarzen Tuff verfestigt sind. Gelegentlich treten die Einschüsse zurück und das Bindemittel überwiegt.

Aus den Lagerungsverhältnissen (Liegendes der Buchensteiner Agglomerate bzw. Wengener Schichten) ergibt sich für diese Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine oberes Buchensteiner und vielleicht auch noch unteres Wengener Alter.

Buchensteiner Agglomerate.

Über den Buchensteiner Schichten folgen sowohl im Gebiete zwischen St. Cassian, Stern und Corvara als auch zwischen Campolungo und der Häusergruppe Sief in größerer Mächtigkeit die Agglomerate der Buchensteiner Schichten. An den Hängen des Col di Lana liegen über den letzteren zunächst Augitporphyrittuffe und erst darüber erscheint eine 10 bis 20 *m* dicke Lage von Agglomeraten. Nördlich von Pieve durchzieht ausnahmsweise ein zweites, aber nur 1 bis 2 *m* starkes Band von Agglomeraten die Augitporphyrittuffe.

Die Agglomerate zwischen St. Cassian und Corvara weisen die normale, breccienartige Beschaffenheit wie in den übrigen Enneberger Dolomiten auf. Gleiches gilt auch vom Col di Lana-Gebiete weiteren Sinnes.

Im westlichen Buchenstein sind ihnen nicht nur Blöcke, sondern ganze Schollen älterer Gesteine eingelagert. Einige besonders große findet man in der Karte eingetragen. Die Campolungo-Straße führt nördlich Arabba auf 1790 *m* Höhe durch eine rote Werfner Scholle solcher Art. Etwas höher sieht man mitten in den Agglomeraten helle Kalkfelsen, die als Muschelkalk anzusprechen sind. Kleinere Einschlüsse von fossilführenden Seiser- und Campiller Schichten und hellem Kalk, hauptsächlich in einer großen Felsennische oberhalb Varda leicht zugänglich, kann man noch bis über Masarei hinüber verfolgen. Weiter östlich fand ich nur mehr am Südhang des Col di Rode (nordöstlich Corte) ein größeres Kalkvorkommen. Alle diese Schollen sind nicht durch einen tektonischen Vorgang hineingelangt, sondern primär wie die anderen Einschlüsse in die Agglomerate aufgenommen worden und lassen auf unmittelbare Nähe vulkanischer Herde schließen (vgl. auch 2). Je eine Ausbruchsstelle tritt oberhalb Varda (bei Arabba) und oberhalb Renaz zutage.

Vielfach erkennt man, daß die Buchensteiner Agglomerate gegen das Hangende feinkörniger werden. Feinsandige, tuffige Lagen enthalten z. B. oberhalb Chertz Pflanzenreste.

Das Bindemittel ist grauer bis grüner, am Ru dalla Porta (nördlich von Andraz) ein dunkelgrauer, braun oder schwarz anwitternder, quarzreicher Tuff.

Mächtigkeit: Am Piz 100 *m*; am Maradagnbach 30 *m*. Zwischen Campolungo und Sief 80 bis 100 *m*. Im Col di Lana-Gebiete 10 bis 50 *m*.

Augitporphyrit.

Dieses mittelladinische Massengestein wurde nur in westlichen Gebietsteilen gefunden. Es ist überall als deckenförmiger Erguß konkordant zwischen Sedimente eingelagert. Gänge sind nicht erschlossen.

Das Vorkommen nördlich Arabba, an den Hängen von Sora Cengle, wird von fossilereen Tuffen (Augitporphyrittuffen), in die es seitlich spitz auskeilt, unter- und überlagert. Es ist ein braun anwitternder Porphyrit mit großen dunkelgrünen Augiteinsprenglingen in einer graubraunen Grundmasse. Das Gestein stimmt mit jenem von der Sellaizza (Sellagruppe) überein. Näheres bei Reithofer (14, Seite 537 und 538). Die Mächtigkeit beträgt 10 bis 15 *m*.

Weitere Vorkommen von Augitporphyrit sind am Kamme des Piz zwischen Corvara und St. Cassian erschlossen, wo ihre tatsächliche Verbreitung bisher nicht bekannt war. Die vier ganz schmalen Ausbisse finden sich in der Umgebung der Koten 2077 und 1780 und gehören einem Erguß an, vielleicht sogar demselben wie das erstbeschriebene Vorkommen, von dem sie petrographisch nicht zu unterscheiden sind. Wie die Karte zeigt, liegen hier die Porphyrite vorwiegend auf Buchensteiner Agglomeraten und werden entweder von gleichen fossilfreien Tuffen, wie sie teilweise auch an der Basis zu finden sind, oder von echten Wengener Schichten überlagert. Die Porphyrite leiten also auch in diesem Gebiete den Beginn der Wengener Periode ein. Die Mächtigkeit reicht bis zu 15 *m*.

Fehlgebiete sind sowohl die Hänge südlich von Alting (bei Stern) und nordöstlich von Corvara als auch die gut erschlossenen Steilhänge zwischen Arabba und dem Andrazer Tal einschließlich des Col di Lana, wo die Laven überall durch die sogenannten Augitporphyrittuffe ersetzt sind.

Augitporphyrittuffe.

Diese Bezeichnung wird hier für Tuffe verwendet, die zwischen den Buchensteiner und Wengener Schichten liegen. Aus der Karte und aus der schematischen Darstellung der Faziesverhältnisse (vgl. Seite [216]) ist zu lesen, daß sie entweder das Liegende oder das Hangende der Buchensteiner Agglomerate bilden. Sie unter- und überlagern aber auch den Augitporphyrit und vertreten ihn überall dort, wo er fehlt, sind also gleichen Alters wie die Buchensteiner Agglomerate und der Augitporphyrit.

Von letzterem enthalten sie häufig Bestandteile, z. B. zerbrochene oder abgestumpfte Augitkristalle. Sie sind daher teilweise Aufarbeitungsprodukt der mittelladinischen Laven. Im allgemeinen sind es dunkle, feste, nicht sehr grobkörnige Tuffe. Feinschichtung wurde öfters gefunden. Beim Zerschlagen zerfallen sie bald in Hohlsherben, bald in rhomboedrische Stücke oder unregelmäßig begrenzte Splitter.

In diesen Tuffen fand ich niemals Spuren tierischer Reste. Wenn nicht Agglomerate den Abschluß nach oben bilden, wird der Beginn der Wengener Schichten durch das Vorkommen von *Daonella Lommeli* Wissmann angezeigt.

Die Mächtigkeit der Augitporphyrittuffe beträgt im Pizgebiete 60 *m* und sinkt nur am Maradagnbach auf etwa 25 *m* herab. Für Buchenstein gelten Werte von 70 bis 120 *m*. Nächst dem Dorfe Andraz erreichen sie 200 *m*.

Wengener Schichten.

Ein anderes Ergebnis der Neuaufnahme liegt in der Feststellung, daß Tuffe mit *Daonella Lommeli* Wissmann viel weiter verbreitet sind, als man bisher angenommen hatte. Besonders für das Col di Lana-Gebiet ist dieser Zuwachs recht deutlich. Überall dort, wo in der Karte Wengener Gesteine ausgeschieden sind, konnten sie auch mit den Leitfossilien belegt werden. Die wichtigsten Fundstellen für Versteinerungen sind unten angegeben.

Das Liegende bilden am Col di Lana die Buchensteiner Agglomerate, im übrigen Gebiete sind es Augitporphyrittuffe, am Piz auch Porphyrit.

Die Wengener Schichten bestehen auch hier aus reichlich Pflanzenreste führenden Tuffen sowie in Platten und in dünne Tafeln spaltenden Tuffschiefen. Großen Anteil nehmen, besonders am Aufbau oberer Horizonte, Tuffsandsteine, deren feinkörnige Varietäten häufig hellgrau bis weiß, ganz selten auch von roter Farbe sind. Letzteres ist südlich von Punkt 1919 oberhalb Masarei der Fall. Am Andrazer Bache findet man 1 cm dicke, blaßröliche Lagen, zusammengesetzt aus feinsten, halbmondförmig gekrümmten, ursprünglich senkrecht zur Bankungsfläche angeordneten Calcit- und Gipsfasern.

Nördlich von Arabba kommen am Abkürzungswege nach Canpolungo im Hangenden der Tuffkonglomerate dünngebankte, braun anwitternde Tuffe und Tuffsandsteine mit Pflanzenresten und sehr gut erhaltenen Exemplaren von *Daonella Lommeli* Wissmann vor.

Die Fossilführung der Wengener Schichten ist auf einige dünne, im Streichen weithin verfolgbare Lagen beschränkt. Ein grauschwarzer, borkenartig anwitternder, zerklüfteter Tuff kann geradezu als Leithorizont bezeichnet werden, weil in seiner Nähe stets Daonellen zu finden sind.

Nachstehend eine Zusammenstellung meiner Funde, die teilweise das Wengener Alter dieser Vorkommen beweisen.

Daonella Lommeli Wissmann . . . Gegend von Stern: Nördlich, südlich und südöstlich von Punkt 1557.

Gegend von St. Cassian: Am Bach westlich der Kirche; an mehreren Stellen oberhalb des Bauernhofes Sorega; westlich und östlich des Plonerbaches; am Piz.

Gegend von Corvara: Oberhalb Piazza; bei den Koten 1897 und 1982, ferner am Maradagnbach. An den Hängen östlich vom Rutortbach. Südwestlich vom Incisajoch.

In Buchenstein: Am Bächlein nördlich Arabba auf 1680 m Höhe. Am Kamm nördlich von Masarei und Chertz. Am Fahrweg und in der Schlucht nördlich Chertz. Am Selvazzabach und seinen Zuflüssen. Nördlich, östlich und südöstlich von Contrin. Am Col di Rode. Am Siefsattel und weiter südlich bis zum Siefzahn. Am Nebengipfel des Col di Lana. Am Abstieg nach Pian della Gitscha, Andraz und Castello. Auf der Castello-Alpe usw.

Trachyceras Richthofeni Mojs. . . Oberhalb des Bauernhofes Sorega bei St. Cassian.

Orthoceras sp. Am Piz, und zwar nördlich von Punkt 2043.

Monophyllites wengensis Klipst . . Bei Punkt 2221 (östlich Col di Lana).
Unbestimmbare Ammonitenreste . . Nebengipfel des Col di Lana.

Die Mächtigkeit der Wengener Schichten schwankt zwischen 250 und 300 m.

Wengener Agglomerate.

Am Col di Lana kommen im Verbande der Wengener Schichten Agglomerate vor, die auch in der Karte ausgeschieden wurden. Man kann sie — vom Gipfel aus deutlich sichtbar — den Ostabstürzen des Siefberges entlang bis in die Castello-Wiesen verfolgen. Zwei kleinere Vorkommen liegen nordöstlich und südöstlich vom Gipfel. Auch unweit der Häusergruppe Contrin wurden zwei kleine Linsen festgestellt.

Diese Gesteine werden deshalb als Wengener Agglomerate bezeichnet, weil sie den Wengener Schichten eingelagert sind. Im übrigen sind sie gleichsam als eine Wiederholung der Buchensteiner Agglomerate aufzufassen. Der Gehalt an Kalkeinschlüssen (Muschelkalk) verleiht ihnen die helle Gesamtfarbe. Eine besonders große Kalkscholle nordöstlich vom Col di Lana wurde in der Karte angedeutet. Das Bindemittel bildet meist ein graugrüner Tuff. Bemerkenswert ist, daß in den Wengener Agglomeraten kein Augitporphyrit gefunden wurde. Jedenfalls scheint er darin — im Gegensatze zu den Buchensteiner Agglomeraten dieses Gebietes — selten zu sein.

Größte Mächtigkeit: 50 m.

Cassianer Schichten.

Südlich vom Dorfe St. Cassian liegt das klassische Verbreitungsgebiet dieser Schichten. Ihr althekannter Versteinerungsreichtum zeitigte sehr früh eine ansehnliche paläontologische Eigenliteratur. Befaßten sich doch schon fast alle Geologen, die im vorigen Jahrhundert die Dolomiten bereisten, in irgendeiner Hinsicht mit diesem Komplex und seiner gut erhaltenen Fauna.

Die Cassianer Schichten nehmen hauptsächlich das Bergwiesenland beiderseits des Pralongiäkammes ein, wo sie nordwärts über den Fiz di Sorega fast bis zum Gaderbach innerhalb St. Cassian und im NE bis zur Eisenofenalpe erschlossen sind. Südseitig verläuft ihr Ausstrich, mehrmals durch Schutthalden unterbrochen, den Ahstürzen des Settsaß und des Sasso di Stria entlang. Kleine Vorkommen liegen ferner an der Nordseite des letzteren (Tra i sassi-Paß) und nordwestlich vom Valparolasee.

Die Neuaufnahme zeigte, daß im allgemeinen eine stratigraphische Dreiteilung der Cassianer Schichten gegeben ist. Man kann eine untere und obere Kalk- und Mergelgruppe unterscheiden, die durch eine tuffige Zwischenlage voneinander getrennt sind. Für den steileren Süd- und Westabfall des Pralongiärückens (Buchensteiner und Corvara-Seite) trifft diese Gliederung unbedingt zu. Dagegen ist in dem von Schuttströmen vermurten Einzugsgebiete des Piccolbaches (Cassianer Seite) die mittlere Abteilung im Anstehenden nicht feststellbar. Man trifft nur

tuffige Findlinge. Die beiden anderen Gruppen lassen sich auch hier vermöge ihrer lithologischen Eigenheiten und gestützt auf paläontologische Anhaltspunkte auseinanderhalten.

1. Die untere Kalk- und Mergelgruppe.

Das Liegende bilden überall die Wengener Schichten. Aus ihnen gehen die untersten Cassianer Gesteine meist durch Wechsellagerung allmählich hervor. Im gleichen Verhältnis wie der Tuffgehalt schwindet, nimmt der Kalk- und Mergelanteil zu, dementsprechend wird auch die Farbe heller. Schwierig ist die Abgrenzung, wenn höher oben noch einmal Tufflagen erscheinen, wie am Incisajoch und weiter südöstlich oder oberhalb Contrin.

Die wichtigsten Gesteine dieser Gruppe sind gelbbraun anwitternde, im frischen Bruche graue Kalke, deren Schichtflächen mit kleinen Seeigelstacheln bedeckt sind; ferner graugelbe oolithische Kalke, gelbliche Kalksandsteine und gleichfarbene oder graue Mergel. Alle diese Gesteine folgen in vielfachem Wechsel übereinander. Im Abstände von ein paar Metern unterbricht eine oft nur 1 dm dicke, festere Kalklage das dünngeschichtete Kalk- und Mergelsystem. Bemerkenswert sind etwa 1 cm starke, sich oft wiederholende Bänder von Calcit und Gips. Die ursprünglich senkrecht zu den Bankflächen angeordneten Fasern sind tektonisch verbogen.

Ihre größte Verbreitung und Mächtigkeit (250 m) hat diese älteste Gruppe der Cassianer Schichten im westlichen Teile. Gegen Norden und Osten tritt eine auffällige Verdünnung ein, die auch im Kartenbilde zum Ausdruck kommt.

2. Die Tuffe und Tuffsandsteine der Cassianer Schichten.

Eine verhältnismäßig dünne Zone ganz anderer Gesteine trennt im S und W die beiden Kalk- und Mergelgruppen: teils feinkörnige Tuffe, teils gröbere, die man als Tuffsandsteine bezeichnen kann. Beide erinnern äußerlich sehr an die Wengener Schichten. Sie sind gut geschichtet, im frischen Bruche grau und verwittern graugelb bis braun. Obwohl ziemlich quarzreich, reagieren sie im Gegensatz zur Mehrzahl der Wengener Gesteine auf Salzsäure. In den feinkörnigen Lagen kommen am Südhang des Pralongiärückens und am Siefsattel nicht selten Pflanzenreste vor. Westlich vom Settsaß, und zwar unterhalb Punkt 2272, wurden im grobkörnigen Tuffsandstein winzige, teils glatte, teils deutlich konzentrisch skulpturierte Schälchen von nicht näher bestimmbarern Muscheln gefunden. Ferner fand sich am Siefsattel nahe der Grenze gegen die Wengener Schichten der Abdruck einer größeren, stark gewölbten Muschel (? *Pachycardia rugosa* Hauer). Sonst scheinen aber Versteinerungen sehr selten zu sein.

Diese zweite Zone ist die dünnste (höchstens 80 m) von den dreien und hebt sich im allgemeinen durch ihre dunklere Farbe von den anderen ab. An den sonnseitigen Hängen des Pralongiakammes in steilen Abbrüchen erschlossen, kann sie nach Osten bis zur Falzarego-Straße verfolgt werden. Im Norden (Cassianer Seite) sind die Ausstriche dagegen

nicht zu sehen, sei es, weil sie verschüttet sind oder weil diese Zwischenlage gegen N auskeilt. Am Unterlauf des Piccolbaches, wo die linke Talseite von untersten, die rechte von obersten Cassianer Schichten gebildet wird, müßten die Tuffe zum Vorschein kommen.

3. Die obere Kalk- und Mergelgruppe.

Sie gleicht petrographisch im wesentlichen der unteren Gruppe. Es kehren die gelbbraunen Kalke und Kalksandsteine, die gelblichen und grauen Mergel wieder, hauptsächlich in tieferen Lagen auch die hellen Calcitbänder. Neu treten grau und ockergelb anwitternde Kalke und Mergelkalke hinzu. Nach oben schließt sie mit dünngebankten, grauen Kalken ab, die beispielsweise am Eisenofenbach innerhalb der gleichnamigen Alpe unmittelbar im Liegenden der Raibler Schichten erschlossen sind.

Für den Paläontologen ist diese oberste Zone, die den Pralongiäkamm und seine nach Norden schichtparallel abdachenden Hänge bis zum Gaderbache, ferner die Unterlage des Settsaß und des Sasso di Stria bildet, die wichtigste und ergiebigste. In ihr liegen die berühmten Fundstellen von „Stuores“ und der „Settsaß-Scharte“, letztere ein leicht begehbarer Einschnitt zwischen dem Richthofenriff und dem Settsaß. Beide werden seit Dezennien häufig abgesucht, liefern aber noch immer sehr schöne und gut erhaltene, ausgewitterte, oft vollkommen frei liegende Versteinerungen. Lohnend ist auch die Suche im Stuoreswalde (östlich vom gleichnamigen Bache). Was in den Sammlungen der Institute und Museen gezeigt wird, stammt größtenteils aus einem dieser drei Fundorte. Weniger bekannt ist, daß auch am Pralongiägipfel (Punkt 2139) Ammoniten vorkommen. Plumpe, keulig ausgebildete Seeigelstacheln (Typus *Cidaris dorsata* Bronn) überwiegen in der fossilreicheren oberen Kalk- und Mergelgruppe, wogegen in der unteren mehr stäbchenförmige Stacheln (Typus *Cidaris decorata* Münster) zu finden sind. Genauere Angaben über die Fossilführung scheinen mir überflüssig, weil schon genügend ausführliche Publikationen vorliegen.

Mächtigkeit: Höchstens 200 m.

Massengesteine in den Cassianer Schichten.

In den tieferen Horizonten der Cassianer Schichten kommen in diesem Gebiete mehrfach Einschaltungen von dunklen, basischen Laven vor. Sie wurden schon von Ogilvie-Gordon (13) beschrieben und teilweise auch in ihrer Karte ausgeschieden.

Es handelt sich um deckenförmige Ergüsse, die der unteren Kalk- und Mergelgruppe und den Tuffen schichtparallel eingelagert sind. Gänge wurden nicht beobachtet.

Das Gestein ist nach Ogilvie-Gordon (13, Seite 403) ein Augitporphyrnit, und zwar ein Biotit-Pyroxenit, bestehend aus Augit, Biotit, Magnetit, Natronzeolith, Apatit und Aegirin.

Gut aufgeschlossen ist ein etwa 400 m weit verfolgbares Vorkommen östlich von Corvara in den nördlichen Ruoneswiesen zwischen 1900 und 2000 m Höhe (vgl. die Karte). Man erkennt westlich und südwestlich

von Punkt 2012 eine kleine Stufe in den unteren Mergeln der Cassianer Schichten. Das Liegende bildet ein dunkler, oolithischer Kalk, das Hangende braunschwarzer Mergel. Dazwischen fügt sich ein 3—3 $\frac{1}{3}$ m mächtiger, dunkelgrauer bis schwarzer, biotitreicher Augitporphyrit ein, der von rötlichen, 2 cm starken Adern (Augit in einer Grundmasse von Zeolithen) durchsetzt wird. Sein spezifisches Gewicht schwankt zwischen 2.68 und 2.96. Einige dunkle Lagen sind sehr feinkörnig und reich an 1—2 mm großen, rötlichen Mandeln, andere, graue enthalten viele winzige Zeolithkugeln und Spuren von Pyrit. Derselbe Erguß kommt weiter östlich (in den oberen Ruoneswiesen) in 2020 m Höhe nochmals zum Vorschein.

Graugrüne, feinkörnige Massengesteine sind in der unteren Kalk- und Mergelgruppe in einer Mächtigkeit von 2—3 m auch südlich von St. Cassian, und zwar westlich des Piccolbaches auf 1770 m Höhe, konkordant eingelagert. Man sieht auch hie und da einzelne Stücke in der Tiefe des Piccolgrabens zwischen 1800 und 1850 m. Das Anstehende dieser Findlinge konnte jedoch nicht ermittelt werden.

Auch im Pralongiägebiet erscheint dieser basische Erguß in der tiefsten Zone der Cassianer Schichten. Von den in der Karte dargestellten drei Ausbissen ist jener östlich vom Incisajoch hervorzuheben. Vom Joch auf der verwachsenen Kriegsstraße gegen E aufsteigend, kommt man an einer scharfen Biegung in 1980 m Höhe zu einem kleinen, aus der Kriegszeit stammenden Steinbruche.¹ Zwischen den mit 50° gegen NE geneigten Kalkbänken der Cassianer Schichten ist hier eine über 1 m mächtige Lage von Porphyrit sichtbar, die den unter- und überlagernden, stark zerklüfteten Kalk in dicken und feinen Adern durchsetzt. Einzelne Kalkstückchen sind allseitig vom Massengestein umgeben. Außerdem erkennt man große, strahlenförmig angeordnete Aggregate von Schwespat und kleine Pyritwürfel. Die Lava scheint beim Fließen auf ein Hindernis (Kalk) gestoßen zu sein, riß Stücke davon mit und drang in Klüfte ein. Eine Gangfüllung liegt bestimmt nicht vor.

Ein jüngerer, wenig erschlossener Erguß fand sich in den Tuffen der mittleren Zone, gleichfalls östlich vom Incisajoch am Aufstieg nach Pralongiä in 2060—2070 m Höhe. Das Gestein ist ein grauschwarzer, feinkörniger Porphyrit.

Die Ausbruchstellen aller genannten Vorkommen sind unbekannt.

Schlerndolomit.

Dieser Hauptfelsbildner baut die südseitig steil, nordseitig in Plattenschüssen sanfter abdachende Settsaßgruppe und im E den schroff aufragenden Sasso di Stria auf. Obwohl nicht jüngstes Gestein, erhebt er sich hier zu den höchsten Gipfeln. Im übrigen Gebiete kommt er nirgends vor, auch nicht als dünne Einschaltung zwischen den ladinischen Tuffen. Der Schlerndolomit vertritt hier die Cassianer Schichten, und zwar nur ihre obere Kalk- und Mergelgruppe.

¹ Die hier gewonnenen Steine wurden als Beschotterungsmaterial für die Kriegsstraße nach Corvara verwendet. Daraus erklärt es sich, daß man besonders nordwestlich vom Incisajoch öfters Porphyritstücke findet.

Die Bedeckung mit Raibler Schichten weist auf höhere Horizonte des Schlerndolomits, der hier wie anderwärts von Schichtfugen durchzogen ist. Im höchsten Teil (Settsaß) ist er sogar gut gebankt. Auch dort, wo er als Linse in Cassianer Schichten gebettet liegt, zeigt er, wie überhaupt im Bereiche der Faziesverzahnung, die bezeichnende Gliederung in dünne Bänke.

Im allgemeinen ein heller, schmutzigweißer, feinkristalliner, poröser Dolomit, nimmt er eine feinsandige, rauhe Beschaffenheit an, wo er in Cassianer Schichten auskeilt, oder von diesen über- bzw. unterlagert wird. Nahe der Grenze gegen die hangenden Raibler Schichten findet man an der Nordabdachung des Settsaß einen schwach kalkigen Dolomit, der ganz aus Oolithen zusammengesetzt ist. Im Valparola-Grunde weichen die obersten Bänke des Schlerndolomits durch Grün- und Gelbtönung von der normalen Färbung ab.

Östlich von Punkt 2190 (Montagna della Corte) enthält der Dolomit Steinkerne von Megalodonten.

Mächtigkeit: Am Settsaß (von der Settsaß-Scharte bis zum Gipfel) 230 m. Am Sasso di Stria 500 m.

Raibler Schichten.

Über dem Schlerndolomit folgen in der Settsaßgruppe die Gesteine der karnischen Stufe, deren tatsächlich sichtbare Verbreitung wesentlich kleiner ist, als man bisher annahm. Gute Aufschlüsse liegen nordwestlich vom Hauptgipfel des Settsaß und im Valparola-Grund südlich bzw. südöstlich der Eisenofenalpe.

Die stratigraphischen Verhältnisse lassen sich am kürzesten durch das nachstehende Normalprofil veranschaulichen:

Hangendes: Dachsteindolomit

4. Rote dolomitische Mergel.

3. Grober Sandstein mit Dolomit-, Quarz- und Hornsteineinschlüssen. Örtlich auch Konglomerate mit grauen, braunen und schwarzen Hornsteinen.

2. Rotbrauner Quarzsandstein, etwas gröber als bei 1.

1. Helle, feinkörnige Quarzsandsteine, fossilführend.

Liegendes: Schlerndolomit, oft bunt gefärbt; am Westrande der Settsaßgruppe auch Cassianer Schichten.

Die Sandsteine enthalten gelegentlich polierte Bohnerzeinschlüsse. Solche wurden früher in den Eisenöfen von Valparola verhüttet.

Mächtigkeit: 70 m.

Dachsteindolomit.

Mit diesem, auf den nördlichen Teil der Settsaßgruppe beschränkten Gestein schließt die Schichtenfolge nach oben ab. Der Dachsteindolomit baut hier nicht mehr die höchsten Erhebungen auf, sondern ist dem allgemeinen Nordeinfallen entsprechend in einigen tiefer liegenden, ruinenhaft aufgelösten Erosionsresten erhalten geblieben.

Ein derartiges, weithin sichtbares Vorkommen bildet der N—S verlaufende, zerschlissene Felsenzug zwischen dem Stuaresgraben und

dem Eisenofental. In größerer Mächtigkeit und Ausdehnung als bisher bekannt, erhebt sich, allseitig steil abbrechend, Dachsteindolomit südlich der Eisenofenalpe. Auch das Vorkommen westlich der Alpe (bei Punkt 1851) war bisher nicht beachtet worden. Zwei kleine Reste liegen ferner westlich vom Valparola-See. Der tiefere ist bereits in Blöcke zerfallen.

Der Dachsteindolomit der Settsaßgruppe ist ein ganz heller, oft rein weißer Dolomit. Durch die deutliche Feinschichtung läßt er sich leicht vom Schlerndolomit unterscheiden. Am westlichsten Vorkommen wurden zwischen den Koten 2267 und 2330 häufig schon im Handstück kleine Schichtstauchungen festgestellt, die vor der Erhärtung des Gesteins entstanden sein müssen. Außerdem fanden sich sedimentär eingelagerte Stücke von Dachsteindolomit, die manchmal nicht ganz schichtparallel angeordnet sind. Daraus darf auf lokale Bodenbewegungen während der Bildung dieses unteren Gesteins geschlossen werden.

Die Fossilführung des Dachsteindolomits ist gering. Bei Punkt 2267 (südwestlich der Eisenofenalpe) wurden mehrere Exemplare von *Myophoria Goldfussi* Alb. gefunden.

Größte Mächtigkeit: 120 m (südöstlich vom Stuoresswald).

Der Fazieswechsel.

Die teilweise bei Besprechung der einzelnen Schichtglieder angedeuteten Faziesdifferenzen seien im folgenden noch einmal kurz zusammengestellt und ergänzt.

Als erste Eigenheit des Gebietes kommt schon in der anisischen Stufe eine zwar wenig auffallende, aber bemerkenswerte Verschiedenheit in der Gesteinsausbildung des Muschelkalk- und Mendeldolomithorizontes vor.

In der ladinischen Stufe zeigen zunächst die Buchensteiner Schichten eine Zunahme der tuffigen Komponente gegen SE. Die Reihenfolge und gegenseitige Vertretung der darüberlagernden Tuffkonglomerate, Tuffsandsteine, Buchensteiner Agglomerate, Augitporphyrituffe und Laven wird durch die schematische Darstellung (Fig. 1, S. 216) veranschaulicht. Die im großen ganzen einheitlich entwickelten Wengener Schichten, die auch hier, ähnlich wie in der Peillerkofelgruppe, örtlich Einschaltungen von Agglomeraten enthalten, bilden den Abschluß dieser mindestens 600 m mächtigen, vulkanisch beeinflussten Gesteinsfolge. Die Mächtigkeit der Wengener Schichten nimmt nach SE zu, jene der darüber liegenden unteren und mittleren Gruppe der Cassianer Schichten in dieser Richtung auffällig ab.

Waren die bisher genannten, alt- und mittelladinischen Ablagerungen und auch die untere Kalk- und Mergelgruppe sowie die Tuffe und Tuffsandsteine der Cassianer Schichten vollkommen unberührt und frei von dolomitischen Material geblieben, so setzt nun — später als in manchen andern Bezirken — in der oberen Cassianer-Zeit der Schlerndolomit ein. Anfangs auf ein kleines Areal beschränkt, verbreitet er sich, auch an Mächtigkeit zunehmend, rasch über ein größeres Gebiet. Er fehlt demnach hier in allen tieferen ladinischen Schichten zwischen

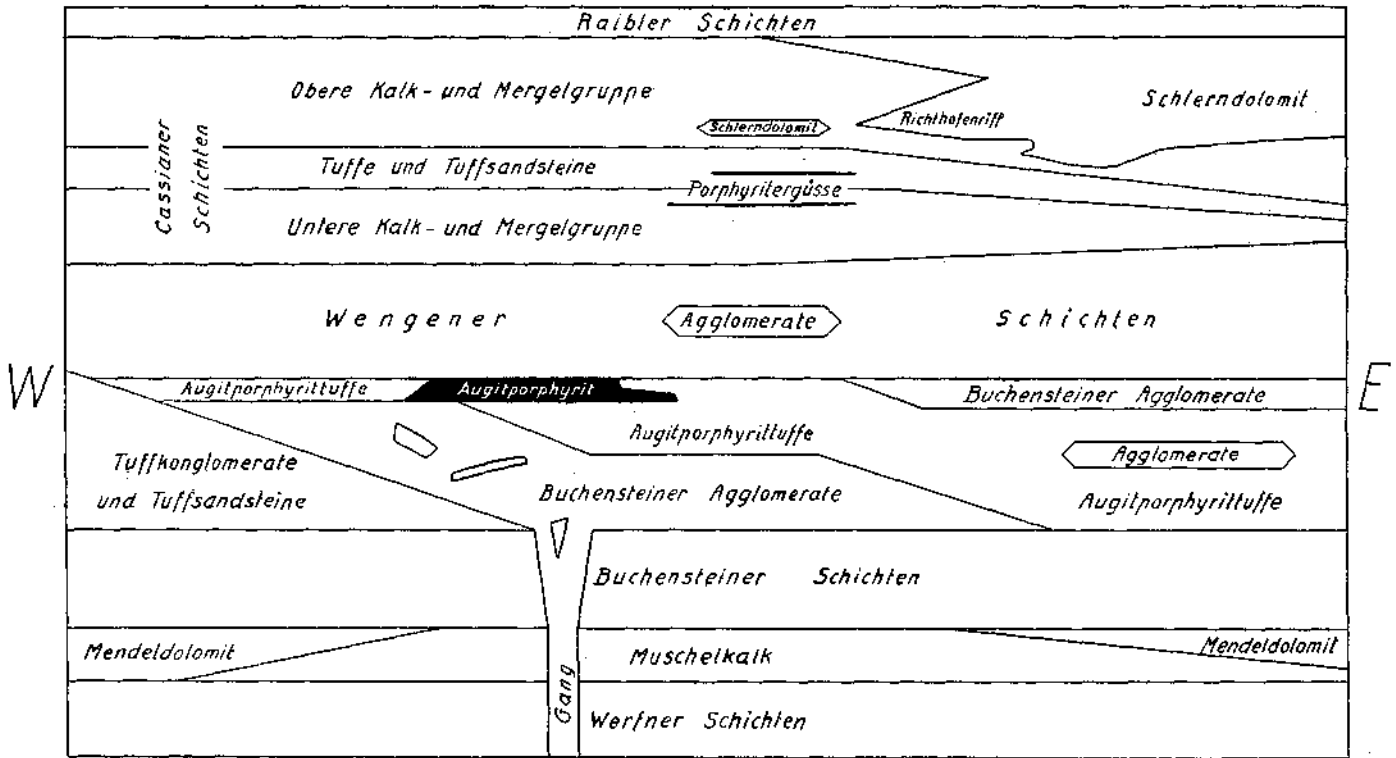


Fig. 1. Schematische Darstellung der Schichtenfolge und Faziesverzahnung im Gebiete zwischen St. Cassian und Buchenstein.

St. Cassian und Buchenstein und vertritt nur die obere Kalk- und Mergelgruppe der Cassianer Schichten. Der Übergang vollzieht sich allmählich durch keilförmiges Eingreifen und Ausspitzen sowohl der Breite nach als auch in verschiedenen Stockwerken.

Der Südrand der Settsaßgruppe bietet eines der schönsten und bekanntesten Beispiele für Faziesverzahnung. Der vom Settsass nach S, gegen den Siefsattel, vorspringende Felsen wurde von Mojsisovic (8) als „Richtthofenriff“ bezeichnet.

Dieser Autor veröffentlichte auch die erste genaue Beschreibung samt zwei instruktiven Bildern. In der geologischen Literatur erschienen seither wiederholt Lichtbilder und Strichzeichnungen von letzteren, weshalb eine neuerliche Abbildung dieser klassischen Stelle hier unterbleibt.

Die Unterlage des Richtthofenriffes liefern die ringsum gut begrünt Cassianer Mergel und Tuffe. Darüber erhebt sich ganz unvermittelt der steil rückgewitterte, in drei Stufen gegliederte, kahle Schlerndolomit des Riffes, seitlich in Cassianer Schichten auskeilend und besonders in tieferen Teilen von dünnen Mergel- und Kalkbänkchen durchzogen. Nördlich vom Gipfel (2434 *m*) dieses Felsens liegt die wegen ihres Fossilreichtums vielgenannte Settsaß-Scharte, eine etwa 30 *m* tief aus den weichen Cassianer Mergeln selektiv herausgearbeitete Senke. Diese Cassianer Schichten fallen konkordant unter die Wände des Settsaß ein, die wiederum von Schlerndolomit gehildet werden. Der Übergang in den typischen Schlerndolomit vollzieht sich hier und an vielen anderen Stellen über eine dünne Lage graubraunen, sandigen, dicke Seeigelstacheln führenden Dolomits. Das Lagerungsverhältnis ist überall primär-sedimentär. Jeder tektonische Erklärungsversuch — man hat einmal den Ausstrich eines „Überschiebungsbruches“ in der Settsaß-Scharte vermutet — ist abzulehnen. Schließlich muß noch erwähnt werden, daß die sogenannte Übergußschichtung, eine Art Hangschichtung, hier nicht vorkommt.

Ähnliche Verzahnungen gibt es auch anderwärts in den Südtiroler Dolomiten, jedoch so klar, so gut aufgeschlossen und leicht zugänglich sind sie wohl nirgends. Gleich der benachbarte Sasso di Stria, an dem grundsätzlich dieselben Verhältnisse gegeben sind, mag dafür als Beispiel dienen.

Tektonischer Teil.

Dieses wellige, nur noch teilweise mit Riffresten bedeckte Bergland baut sich ungefähr aus der Mitte jenes flachen Phyllitbeckens auf, das südöstlich vom Scheitel des Periadriatischen Alpenbogens die einheitliche Basis der Dolomiten bildet. Es gewährt nirgends Einblick in sein metamorphes Fundament, ja selbst der permische Sockelbau ist bis auf den Südrand verhüllt. Nur bei Vallazza und an der Mündung des Andrazer Baches in den Cordevole, wo die Erosion am weitesten vorgeschritten ist, verraten einige Vorkommen oberer Bellerophon-Schichten die Gleichartigkeit und das Gemeinsame des Unterbaues mit benachbarten Gebirgsgruppen.

Verhältnismäßig gut aufgeschlossen ist dagegen der triadische Oberbau mit seinem bunten Gesteinswechsel. Viel reicher an weichen,

beweglichen als an harten und starren Baustoffen läßt er im großen wie im kleinen mannigfache Stauchungen, Biegungen und Faltungen der Sedimentdecke erkennen, die zur Hauptsache von Pressungen und Verschiebungen im Unterbau auszugehen scheinen, wohl gleicher Art und Richtung wie in den tiefer erschlossenen nördlichen Randgebieten (vgl. 9 und 10). In hohem Maße hat auch hier die Eigenart und Verteilung der faziell so verschiedenen Bauelemente die Tektonik beeinflußt.

Die Analyse gibt folgendes Bild:

1. Störungsflächen.

A. Brüche.

Die Valparola—Falzarego-Verwerfung (*I*) trennt unser Gebiet im NE von der Lagazuoi-Gruppe. An ihr ist der nördliche Flügel relativ gehoben. Unauffällig, scheinbar ohne Auswirkung in den plastischen

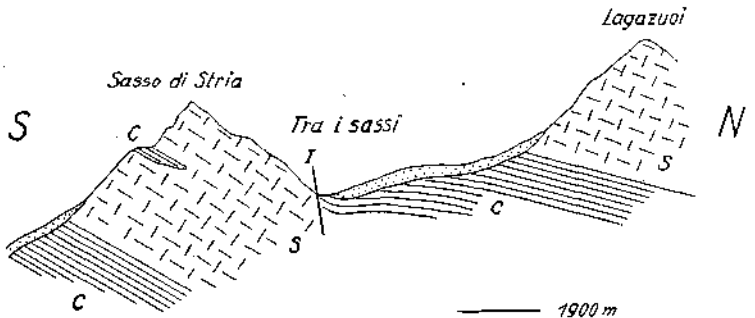


Fig. 2. Maßstab 1: 25.000.

Profil durch den Sasso di Stria und den Lagazuoi, von E gesehen.

C = Obere Kalk- und Mergelgruppe der Cassianer Schichten, S = Schlierndolomit, I = Verwerfung.

Wengener und Cassianer Schichten des obersten Gadertales, kommt sie weiter östlich in der tektonischen Verstellung des Schlierndolomits und der Raibler Schichten immer deutlicher zum Ausdruck. Ihr Ausstrich verläuft dann unter Beibehaltung der NW—SE-Richtung aus dem obersten Gadertal über „Tra i sassi“ zum Falzaregopasse.

Bereits in der Gegend der Eisenofenalpe fällt der gestörte Gebirgsbau auf. Der Dachsteindolomit der Settsaßgruppe liegt bei annähernd gleichem Einfallen der Schichten orographisch und geologisch viel tiefer als der aus Schlierndolomit aufgebaute, um mehrere Hundert Meter höher aufragende westliche Ausläufer des Lagazuoi-gebirges. Die mittleren Cassianer Schichten des letzteren stehen hier im Niveau des Settsaß-Dachsteindolomits an. Dem verschütteten Ausstriche der Bruchfläche folgt ungefähr die Tiefenlinie gegen die Kote 2168 beim Valparolasee. Von dieser Hauptstörung zweigen unbedeutende Nebenstörungen ab, an denen Schlierndolomit teils gegen mylonitisierten Schlierndolomit und an Cassianer Schichten, teils gegen Raibler Schichten verworfen ist. Besonders ein Felskopf (Punkt 2241) westlich vom Valparolasee wird allseitig von einer tektonischen Fuge begrenzt. Hingegen ist die Einsattelung bei Punkt 2219 und ihre Fortsetzung nach W störungslos selektiv erodiert.

Die tektonische Grenzfläche streicht durch das enge, größtenteils verschüttete Paßtal „Tra i sassi“ gegen Falzarego weiter. Das Profil in Fig. 2 zeigt die gewaltige Absenkung des nordfallenden, obersten Schlierndolomits am Sasso di Stria gegen den flacheren Schlierndolomit und die liegenden Cassianer Schichten des Lagazuoi. Die Störung

verläuft sichtlich nahe am Sasso di Stria. An seinem Fuße sind zweimal Kalke der Oberen Cassianer Schichten erschlossen, die nicht mehr zur Südscholle gehören. Der weitere Verlauf der Verwerfung wird durch ein bisher unbeachtet gebliebenes oder verkanntes Vorkommen von höheren Raibler Schichten angedeutet, das mit jenem am Falzarego-*paß* in Verbindung steht.

Die Störung wird nun aus der NW—SE-Richtung in W—E-Streichen abgelenkt und trennt in ihrer östlichen Fortsetzung auf eine längere Strecke die Cassianer Schichten im N von den Raibler Schichten der Südscholle.

Schon die Richtungsänderung der Verwerfung *I* läßt hier eine Komplikation vermuten. Tatsächlich zweigt westlich vom Scheitel des Falzarego-*passes* von der Störung *I* in spitzem Winkel ein Steilbruch (*II*) gegen das Andrazer Tal nach SE ab.

Die Gabelung liegt genau nördlich vom Gipfel des Sasso di Stria. Dort schiebt sich zwischen die Cassianer Schichten der Nord- und den Schlerndolomit der Südscholle jener Keil von Raibler Schichten ein. Die Störung streicht zwischen diesem und dem Sasso di Stria hindurch und biegt dann nach S. Letzterer ist — wie das Profil (Fig. 3) zeigt — gegenüber dem Falzarego-*paß* etwa um 400 m gehoben. Inner-

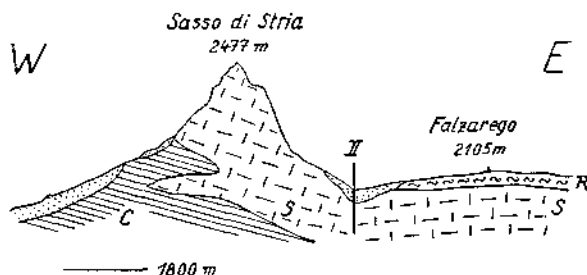


Fig. 3. Maßstab 1 : 25.000.

Profil vom Sasso di Stria zum Falzarego.

C = Obere Kalk- und Mergelgruppe der Cassianer Schichten, R = Raibler Schichten, S = Schlerndolomit, II = Bruch.

halb des kartierten Gebietes bleibt die Fortsetzung dieses Bruches unter Moränenschutt verborgen.

Außer den beschriebenen Brüchen wurden in diesem verhältnismäßig dolomitarmer Gebiete nur einige untergeordnete mit viel geringeren Sprunghöhen festgestellt.

So durchschneidet eine NE—SW streichende Verwerfungsfläche den Settsaß nordwestlich vom Hauptgipfel. Die Verstellung der Raibler Schichten zeigt eine relative Hebung des südöstlichen Teiles um 10—15 m an.

Oberhalb des Stuoereswaldes wurde der Dachsteindolomit durch einen N—S verlaufenden, morphologisch als Graben angedeuteten Bruch gespalten.

Zwischen Palla und Molinat (Andrazer Tal) sind an der Dolomitenstraße die Werfner Schichten längs eines kleinen Bruches geschleppt. In den hangenden Muschelkalk reicht diese Störung nicht hinauf.

Am rechten Ufer des Selvazzabaches stehen sich westlich Contrin verschiedenalterige Horizonte der Wengener Schichten an einer südfallenden Verwerfungsfläche gegenüber.

B. Schubflächen.

Weil die Aufschlüsse nicht so weit in die Tiefe hinabreichen, lassen sich die basalen Verschiebungen hier nur indirekt aus ihren Folgeerscheinungen, aus den Schichtenverbiegungen und Verstellungen im

Oberbau erkennen. Besonders vermißt man die Ausstriche der großzügigeren und durchgreifenden, aus der bevorzugten Gleitbahn der unteren Bellerophon-Schichten entspringenden Flachüberschiebungen, wie sie in anderen Dolomitengebieten aufgedeckt wurden (vgl. Tektonik in 9 und 10).

Es fehlt zwar auch im Oberbau nicht an Ansätzen zu solchen Schüben. Besonders am Südrande, unter- und oberhalb der Dolomitstraße, sowie im Schwarzbachtale schieben sich streckenweise ältere auf jüngere Schichten heraus, doch handelt es sich bei diesen Scherflächen nicht um Grenzen selbständiger tektonischer Einheiten oder Decken, sondern um Ausstriche untergeordneter, hier überall wiederkehrender, im einzelnen für das tektonische Gesamtbild belangloser Schuppungen und Scheitelbruchüberschiebungen von geringer Förderlänge. Einige Beispiele dieser vielfach wechselnden, mitunter schwer auflösbaren Kleintektonik zeigen die 3 Profilserien am Rande der Karte.

Am Nordwestrande, zwischen Corvara und Stern, erfolgten teils unbedeutende Gleitbewegungen innerhalb derselben Schichte, teils echte Überschiebungen älterer Gesteine auf jüngere. In den dicht bewaldeten Hängen fällt dort besonders eine Wiederholung der bleichen, spärlich begrüntem Mendeldolomitmäulen auf.

Nächst der Brücke über den Schwarzbach (Kote 1506 bei km 32) südlich des Weilers Varda ist die Schichtfolge:

Oben:	Buchensteiner Agglomerate
	Buchensteiner Schichten
	Mendeldolomit
	Muschelkalk
	<hr style="width: 50%; margin: 0 auto;"/>
	Buchensteiner Schichten
	Mendeldolomit
	Werfner Schichten
	<hr style="width: 50%; margin: 0 auto;"/>
	Mendeldolomit
	Muschelkalk
Unten:	Werfner Schichten

Lokale Überschiebung verursachte diese zweifache Wiederholung der älteren Schichtglieder. Die untere ist eng begrenzt, weil die eingeklemmten Werfner Schichten gegen E bald ausspitzen. 200 m weiter nordöstlich bietet sich das im unteren Profil (links oben auf der Karte) gezeichnete Bild. Die obere Schubfläche läßt sich zwischen Muschelkalk im Hangenden und Buchensteiner Schichten im Liegenden in beiläufig 1700 m Höhe nach E bis zu einer steilen Rinne verfolgen. Westlich dieser Rinne stehen Buchensteiner, östlich Werfner Schichten an. Die Schubfläche ist hier nämlich flexurartig nach abwärts gebogen. Die Spanne der tektonischen Verstellung wird dabei kleiner, denn bis zum Maradagnbach und darüber hinaus grenzen die aufgeschobenen Werfner Schichten an eine nach NW fallende Platte von Mendeldolomit. Östlich des Baches ist dieses gestörte Lagerungsverhältnis an einem Steige in etwa 1680 m Höhe deutlich zu sehen. Weiter gegen NE haben nur mehr in den Werfner Schichten, besonders an der Grenze gegen den Mendeldolomit (vgl. das oberste Profil bei Punkt 1712), Stauchungen und Verschiebungen stattgefunden, der Dolomit selbst wurde davon nicht mehr betroffen.

Eine Schubfläche größerer Kontinuität ist an den sonnseitigen Hängen des Cordevoletales erschlossen. Sie ist im allgemeinen eine flache bis mittelsteile, nach N und NE mit wechselndem tektonischen Effekt einfallende Grenzfläche zwischen oberpermischen, unter- und mitteltriadischen Gesteinen. Nöth (11) hat eine solche von S her bis zum Cordevolet verfolgt, Ogilvie-Gordon (13) beschrieb die Fortsetzung nach NW.

Zwischen Digionera und Salesei wird der sog. Cordevolesattel (11), eine Aufwölbung der unteren Trias, von den aufgeschobenen Bellerophon-Schichten schräg angeschnitten (vgl. Profilsérie in der linken unteren Ecke der Karte). Letztere verschwinden oberhalb Salesei di sotto. An ihre Stelle treten jüngere Gesteine, zunächst Werfner Schichten bis nahe an den Kirchenbach bei Pieve, dann Muschelkalk. Unter der Schußfläche kommen auf einer Strecke von 2 km stark gefaltete und zerknitterte Buchensteiner Schichten zutage. Oberhalb Brenta ändert sich dieses Verhältnis. Die Schußfläche verläuft ein kurzes Stück zwischen Muschelkalk, weiter nach W wird der Muschelkalk der Liegendserie von Werfner Schichten überlagert. Die Störungsfläche neigt sich steiler. Ihr Ausstrich kann dann über die Häusergruppe Federa fast 1 km lang nur durch Werfner Schichten verfolgt werden. Zwischen der Festung Corte und der Ruazschlucht wird das alte Lagerungsverhältnis (Muschelkalk unter, Werfner Schichten über der Störungsfläche) wieder hergestellt. Unmittelbar westlich der Brücke ist die Überschiebung an der Straße erschlossen. Weiterhin legen sich Werfner Schichten, dann Muschelkalk auf Buchensteiner Schichten. Von Grünwald an zieht die Schußfläche nördlich vom Gasthause durch stark gefaltete Buchensteiner Kalke, bis oberhalb Renaz ein Bergsturz den Ausstrich verdeckt. Die Fortsetzung gegen W ist nicht sichtbar. Die steilgestellten Campillier Schichten und den Muschelkalk westlich von Masarei halte ich für die Gangfüllung eines vulkanischen Schlotens (vgl. auch Seite 207). Erst nördlich von Arabha kann man wieder eine Schußfläche nachweisen, die vielleicht noch dieser Überschiebung gleichzustellen ist. Söhlige und saigere Wengener Schichten werden dort von flach nach SW fallenden Tuffkonglomeraten und Buchensteiner Agglomeraten überlagert.

Beim Weiler Livinè (Buchenstein) quert eine andere Überschiebungsfläche die Dolomitenstraße (vgl. Profil auf der Karte links unten). Muschelkalk und Buchensteiner Schichten wurden von Werfner Schichten und Muschelkalk überfahren.

Von dem bei Ogilvie-Gordon (13, Karte) zwischen Brenta und Foppa angegebenen Muschelkalk und Mendeldolomit ist keine Spur vorhanden, ebensowenig von einer östlichen Fortsetzung der genannten Schußfläche bis Salesei. Die Mächtigkeit der Buchensteiner Schichten unterhalb Pieve ist nur scheinbar übermäßig und auch ohne Schiebung durch die intensive Stauchung und Faltung zu erklären.

Am Südhang des Col di Lana liegen oberhalb Pieve mehrmals Werfner Schichten zwischen Muschelkalk. Wo jene seitlich auskeilen, grenzt Muschelkalk an Muschelkalk. Auch diese in der Karte und Profilsérie deutlich zum Ausdruck kommenden Schichtwiederholungen entpuppen sich bei konsequenter Beobachtung als mäßig verschobene Schenkel von Falten, deren Scheitel abgetragen oder gerissen sind.

Ein anderes Bild gibt die Schlucht des Ru dalla Porta in der Gegend von Andraz. An wechsellagerten, mannigfach gewellten tektonischen Grenzflächen sind auch hier ältere Gesteine auf jüngere gelangt. Die beiden Profilséries (links und rechts unten auf der Karte) zeigen einige sich kreuzende Vertikalschnitte durch dieses Gebiet.

Zwischen Andraz und Agai sind zunächst Werfner Schichten und Muschelkalk, weiterhin Buchensteiner Schichten auf Augitporphyrituffe überschoben. Die Störungsfläche verliert aber bald an Bedeutung. Sie übersetzt den Portabach auf 1660 m Höhe und kann auch noch an seinem linken Ufer bis 1850 m Höhe verfolgt werden.

Weitere Ausstriche von Schußflächen fanden sich oberhalb der Berghöfe Franza zwischen dem Ru dalla Porta und dem Andrazer Bach. Verlauf und Neigungswinkel dieser teils in, teils auf den Buchensteiner Schichten erfolgten Schübe sind aus der Karte und aus den Profilen abzulesen.

Oberhalb des Stuoereswaldes ist es im Gleithorizont der Raibler Schichten zu Verschiebungen des hangenden Dachsteindolomits gekommen, denn dieser liegt hier ohne Zwischenschaltung von Raibler

Gestein diskordant auf den Kalken und Mergeln der obersten Cassianer Schichten. Die Tatsache, daß Fetzen von Raibler Schichten im untersten Dachsteindolomit eingeklemmt sind, weist auf eine Verschiebung auch innerhalb der Dolomitmasse. Ein kleiner Bruch trennt diesen Dolomit von jenem, welcher den zersägten, vielzackigen Grat zwischen Stuores und Valparola bildet. Auch die Dachsteindolomitkuppe 2147 erhebt sich unmittelbar auf Cassianer Schichten. Das nördlichste Vorkommen (zwischen den Koten 2042 und 1918) liegt hingegen teils auf Raibler, teils auf Cassianer Schichten.

Den festgestellten Tatsachen zufolge ist das aufgenommene Gebiet nur im NE von den benachbarten Bezirken geologisch isoliert und kann als Teil einer großen, in die Sella, in die Padonkette und in den Monte Porè hinüberreichenden tektonischen Einheit aufgefaßt werden.

2. Selektive Tektonik.

Zur Orientierung, wie ungleich die stofflich verschiedenen Bauelemente im einzelnen auf mechanische Beanspruchung reagierten, eine kurzgefaßte Übersicht:

- Obere Bellerophon-Schichten:** Gut deformierbar. Lösen sich nicht selten von den hangenden Werfner Schichten los und führen Sonderbewegungen aus. Bei starker Biegung entstehen Klüfte, die mit Calcit verheilen. Aus gerissenen Falten entspringen Überschiebungen.
- Werfner Schichten:** Sehr plastisch und anpassungsfähig. Gleithorizont für das starre Hangende. Keine nennenswerten Brüche.
- Muschelkalk und Mendeldolomit:** Beide sind steif, nur bei geringer Mächtigkeit biegsam. Falten brechen im Scheitel.
- Buchensteiner Schichten:** Wegen Dünnbankung und buntem Wechsel verschiedenartiger Gesteine ein sehr bewegliches, Spannungen ausgleichendes Schichtglied.
- Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine:** Lassen keine Strukturveränderungen erkennen.
- Buchensteiner Agglomerate:** Die Brecciennatur dieses Gesteins verhindert Faltenbildung, begünstigt aber Schuppungen.
- Augitporphyr:** Wirkt versteifend und läßt sich weder falten noch biegen. Zerbricht quader- und keilstutzförmig. Stets von Harnischflächen durchsetzt.
- Augitporphyrittuffe:** Lassen sich nicht falten. Begünstigen Scherungsüberschiebungen.
- Wengener Schichten:** Bilden meist große Anti- und Synklinen, sind im kleinen oft intensiv gefaltet.
- Wengener Agglomerate:** Verhalten sich wie die Buchensteiner Agglomerate.
- Cassianer Schichten:** Wieder ein sehr beweglicher Horizont. Nur örtlich gefaltet. Brüche mit Schichtschleppungen klein und selten. Die eingeschalteten Porphyritlager wirken versteifend.
- Schlerndolomit:** Unbiegsam, starr. Bruchtektonik. Trotz Bankung in sich keine horizontalen Verschiebungen.

Raibler Schichten: Gleitbahn für den Dachsteindolomit (Stuoreswald), fördert Biegungsgleitung, mildert Zug- und Druckspannungen.
 Dachsteindolomit: Steif und starr, bricht bei starker Biegungsbeanspruchung.

3. Bewegungsbild.

Bei der alpinen Faltung, etwa in der mittleren Kreidezeit (vgl. 9, Seite 251) erfolgte zugleich mit der Annäherung der Sella- an die Puezgruppe der Zusammenschub unserer Einheit im meridionalen Kraftfelde. Die allgemeine S—N Druckrichtung erfuhr aber hier eine Ablenkung auf N 20° E.

Diese kleine, aus der Schichtlage erkennbare Schwenkung ist in der ungleichen Verteilung der Dolomitschollen zu beiden Seiten des Gadertales ursächlich begründet. Westlich der Gader geschah der Zusammenschub der Sella- an die Puez- und dieser an die Peitlerkofelgruppe unter Bildung geologischer Sättel (Grödner Joeh und Bronsara-Joeh zwischen Viftnöß und Campill). Östlich dagegen blieb die große Dolomitplatte (Kreuzkofel—Lagaznoi—St. Vigiler Dolomiten) fast unverseht und unbeweglich. An ihrem Südrande lag im Sasso di Stria der Angelpunkt für jene horizontale Drehung.

Infolge dieses Zusammenschubes weist die Lage der Gesteinszüge im großen auf ein weit gespanntes, im N an die dolomitbeschwerten Eckpfeiler der Puez- und der Kreuzkofel-Lagazuoi-Gruppe gestütztes, im S in das tuffige Widerlager der Padonkette tauchendes Gewölbe, dessen abgetragener Scheitel hoch über dem heutigen Buchensteiner Tale lag.

Auf dem Rücken dieses Gewölbes vollzog sich das Schicksal der hangenden Riffplatte. Was bei dieser Aufwölbung an starrer, dolomitischer Auflage noch vorhanden war und der Wellung und Biegung nicht zu folgen vermochte, zerbrach in Schollen, um nach und nach zu zerfallen. Zeugen dieser unaufhaltsam fortschreitenden Auflösung sind die verbliebenen Riffreste des Settsaß, des Richthofenriffes, des Sasso di Stria sowie ein Großteil der zerstreut umherliegenden, nicht selten haushohen Dolomitblöcke.

Aus der Schollenstaffelung in der Bruchzone Valparola—Falzarego (vgl. S. 218) läßt sich ableiten, daß die mit der Faltung entstandenen Spannungen am Rande der großen, zur Hauptsache intakt gebliebenen Dolomitplatte durch Verwerfungsbrüche aufgehoben wurden und daß diese gewaltigen Vertikalverschiebungen das Gleichgewicht am Übergange der Kreuzkofel-Lagazuoi-Synkline zur Buchensteiner Antikline hergestellt haben.

Der Kern dieses Gewölbes zeigt an seinen Aufschlüssen ein Bild jener wechselvollen Kleintektonik, die das ganze Gebiet beherrscht. Die beweglichen, elastischen und geschmeidigen, nur durch dünne, meist halbstarre Zwischenlagen versteiften Gesteinszüge der anisischen und ladinischen Stufe wurden durch die horizontale Pressung in mannigfacher Weise gestaucht, gedehnt, gefaltet, in engen Grenzen geschuppt, überschoben und zusammen mit dem aufsteigenden Unterbau gehoben. Bei diesem An- und Auftrieb bildeten sich innerhalb der zusammengeschobenen Füllmasse des Gewölbes größere und kleinere Nebensättel und Mulden, deren Achsen vorwiegend parallel mit der Hauptantikline WNW—ESE, ausnahmsweise aber fast senkrecht zu dieser streichen.

Letzteres läßt auf Seitendruck von W her (Sella-Gruppe) und auf eine Stauung von E (Monte Porè) schließen.

Die wichtigsten der bloßgelegten Parallelsättel sind:

Die Piz-Antikline als Fortsetzung der zwischen Puez- und Sella-Gruppe entstandenen Grödnerjoch-Antikline. Ihr größtenteils erodierter Scheitel lag im W über dem Schwarzbachtal, weiter östlich über dem Freina-Berg. Der südliche Flügel geht allmählich in die Ruonesmulde über, der nördliche ist nur in der Gegend von Stern erhalten (vgl. Fig. 4) und fällt dort steil gegen N. Im E taucht diese Wölbung in die Mulde von St. Cassian. Die Biegung der Sattelachse gegen N erklärt sich durch das Fehlen starrer Massen im Vorfelde (Gadertal) zwischen den Dolomitpfeilern der Puez- und der Kreuzkofelgruppe.

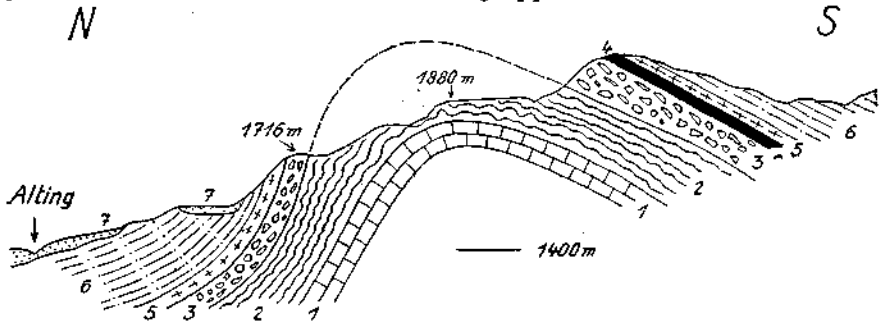


Fig. 4. Maßstab 1 : 25.000.

Profil durch das sichtbare Ostende der Piz-Antiklinale, von W gesehen. 1 = Mendeldolomit, 2 = Buchensteiner Schichten, 3 = Buchensteiner Agglomerate, 4 = Augitporphyril, 5 = Augitporphyrittuffe, 6 = Wengener Schichten, 7 = Moränen- und Gähgeschutt.

Der Sattel Sora Cengle umfaßt das Gebiet nordöstlich von Arabba und geht allseitig flach in Mulden über.

Die Antiklinale des Col di Lana, ein schmaler NW—SE streichender Sattel mit steilen Konkavflügeln, auf dessen Scheitel der Steig von Andraz auf den Col di Lana führt. Am Gipfel ist der Scheitel gerissen (vgl. Profilserie auf der Karte links unten). Auch der sanfter abdachende Monte Sief gehört dieser Auffaltung an.

Als Quersättel kommen die N—S streichende Campolungo-Antikline zwischen Sella und Pralongiä und die Andrazer Antikline in Betracht. Letztere ist in ihrer Achsenrichtung (NNE—SSW) durch den Andrazer Bach tief erodiert. Zum westlichen Flügel gehören Teile des Col di Lana-Gebietes, zum östlichen die Porègruppe.

Mulden:

Die Ruonesmulde schließt sich an die Piz-Antikline im SE an und umfaßt das Bergwiesengebiet von Ruones und Freinamaradagn, östlich von Corvara.

Die Synklinale von St. Cassian, aus der Piz-Antikline hervorgehend, taucht unter die Dolomitplatte der Kreuzkofelgruppe hinein. Den Südflügel bildet die nordfallende Schichtfolge der Settsa-Gruppe.

Die Mulde von Arabba ist schon ein Teil der großen, im E durch die Antikline von Sora Cengle begrenzten Sella-Synklinale.

Zusammenfassung: Alpiner Druck von S und ungleicher Widerstand im N preßten die Sedimentdecke in ein 10 km breites, WNW—ESE streichendes Tonnengewölbe zusammen. Seitlicher Rahmendruck erzeugte Stauungen im W und SE. Die nachgiebige Gewölbefüllung wurde intensiv gefaltet, die unbiegsame Dolomitdecke zerbrach und zerfiel.

Weil die am Scheitel gelockerten, im Kern zerknitterten Schichtsättel von der Erosion stärker erfaßt wurden, entstanden vorwiegend Satteltäler. Tief unter der Scheitellinie des Buchensteiner Gewölbes, der Andrazer-, Campolungo- und teilweise auch der Piz-Antikline umsäumen heute Cordevole-, Andrazer- und Schwarzbach das kartierte Gebiet im weit geöffneten Kern.

Morphologie.

A. Selektive Formgebung und Bodengestaltung.

Weiche, weniger widerstandsfähige Sedimente (Mergel und Tuffe) neigen naturgemäß mehr zu runden, sanften Formen, harte, feste Ablagerungen (Laven, Kalke und Dolomite) liefern im allgemeinen schroffes, steiles Gelände. Darüber hinaus kann fast jedes der hier entwickelten Gesteine an ganz bestimmten Merkmalen seines morphologischen Verhaltens, manchmal auch an seiner pflanzlichen Besiedelung, erkannt und vom Kundigen oft schon aus großer Entfernung richtig beurteilt werden. Das Verfolgen stratigraphischer und tektonischer Grenzflächen wird dadurch wesentlich erleichtert. Nachstehend eine kurze Zusammenstellung der wichtigsten Kennzeichen für die einzelnen Gesteine.

Bellerophon-Schichten (hauptsächlich obere): Feste, gut gebankte Kalke. Bei steilem Einfallen Plattenschüsse, sonst raube Anbrüche.

Werfner Schichten: Leicht zerstörbare Mergel und Schiefer. Mäßig geneigte Hänge mit tiefen Gräben. Steilstufen nur in Schluchten und bei söhligler Schichtlage. Reiche Pflanzendecke (Wald oder Wiesen).

Muschelkalk und Mendeldolomit: Vorwiegend helle, kahle Wandfluchten.

Buchensteiner Schichten: Dünnegebänderte Steilhänge. Geländestufen meist nur in Schluchten. Besonders die Tuffeinlagerungen sind gut bewachsen (Wälder).

Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine: Steil, nur schlecht bewachsen.

Buchensteiner Agglomerate: Sterile, oft überhängende Felsfluchten. Eingelagerte Schollen älterer Schichten.

Augitporphyr: Auch bei geringer Mächtigkeit eine deutlich heraus tretende Wandstufe. Wegen starker Zerklüftung ein sehr brüchiges Gestein. Schlecht zum Klettern. Kantiger Schutt. Blöcke runden sich rasch ab. Nur wenig oder gar nicht begrünt.

Augitporphyrittuffe: Kahl gescheuerte Steilhänge und Wände.

Wengener Schichten: Sanftgeformte Kuppen und Hänge. Bei Steilstellung Plattenschüsse (Col di Lana und Monte Sief.) Bachläufe tief eingeschnitten. Saftige Bergwiesen, wüchsige Wälder.

Wengener Agglomerate: Sterile Felsfluchten.

Cassianer Schichten: Fruchtbare Mergel und Tuffe. Bilden immer runde Formen. Guter Boden für Wälder und Bergwiesen. Kalkbänke und Porphyriteinlagerungen erzeugen Stufen. Absitzungen und Murbäche häufen sich in steilen Lagen.

Schlerndolomit: Hauptfelsbildner des Gebietes. Baut die hellen Felswände und Gipfel des Settsaß und des Sasso di Stria auf.

Raibler Schichten: Wenig hervortretend. Schützen, weil nicht durchlässig, wie ein Dach den Schlerndolomit. Stets gut begrünt.

Dachsteindolomit: Zweiter Felsbildner. Stark zerfallen. Nur in tieferen Lagen bewachsen.

Am Richthofenriff ist das Selektionsprinzip besonders ausgeprägt: Tuffe und Mergel der Cassianer Schichten bilden die Unterlage. Dann folgt der Schlerndolomit des Riffes. An seinem Oberrande wird er von weichen Cassianer Schichten bedeckt. Diese bilden die weithin sichtbare und leicht zu überschreitende Settsaß-Scharte. Dahinter erhebt sich der steil rückgewitterte Schlerndolomit des Settsaß.

B. Hebungweise Formentwicklung im Tertiär.

Auch in diesem verhältnismäßig kleinen Gebiete haben sich trotz der Verschiedenartigkeit der Gesteine und trotz der mannigfachen Schichtverbiegungen jene beiden Hauptoberflächensysteme herausgebildet, die in den Südtiroler Dolomiten und weit darüber hinaus das Landschaftsbild beherrschen.

Die höhere, etwa mitteltertiäre Verflachungszone liegt bei 2000 bis 2100 *m* heutiger Meereshöhe. In dieses Niveau fallen zunächst die Erhebungen des westlichen Teiles: Piz (2077 *m*), Sorega (2018 *m*), Pralongiä (2139 *m*), Sora Cengle (2082 *m* und 2106 *m*) usw., sämtliche in verschiedenen Horizonten der Wengener oder Cassianer Schichten. Ferner gehören hierher die Verebnungen zu beiden Seiten des Siefsattels (Wengener und Cassianer Schichten), der Falzaregopass (2105 *m*) auf Schlerndolomit und Raibler Schichten, die Umgebung des Valparolasees (Schlerndolomit) und Teile des Valparola-Grundes (Schlerndolomit, Raibler Schichten und Dachsteindolomit).

Ein tieferes, erosives Oberflächensystem liegt zwischen 1400 und 1600 *m* Meereshöhe den flachen Schuttsohlen der das Gebiet begrenzenden Täler zugrunde. Es wird durch das ganze Cassianer- und Schwarzbachtal, weiters durch das Cordevoletal unterhalb Arabba und durch Teile des Andrazer Tales angedeutet. Auch an den Hängen haben sich in dieser Höhe kleine Verebnungen erhalten.

Andere, untergeordnete Verflachungssysteme könnten nur durch Vergleich mit größeren Nachbargebieten ermittelt werden.

Diluvium.

Moränen.

Mehrmals bedeckte zentralalpines Eis das Gadertal und seine Umgebung. Von der Mächtigkeit dieser gewaltigen Eishülle geben u. a. Erratika kristallinen Ursprunges Zeugnis, die beiderseits des Tales noch

in Höhen von 2170 *m* festgestellt wurden (Peitlerkotel, vgl. 10, S. 105, Hochalpe in den St. Vigiler Dolomiten, vgl. 9, S. 258). Andererseits gibt die auf 1200 *m* herabreichende interglaziale Gehängebreccie (z. B. bei St. Martin im mittleren Gaderthal) Aufschluß über die Mindesterosionstiefe des damaligen Landreliefs und beweist, daß wenigstens zwei solcher Eisvorstöße sich von N her ereignet haben (vgl. 10, S. 105). Gleichzeitig entstanden und wuchsen ohne Zweifel auch ansehnliche Lokalgletscher im Inneren der Dolomiten, die sich z. T. mit jenem Pustertaler Eise vereinigen konnten.

Der über 2000 *m* hohe Bergwall zwischen St. Cassian und Buchenstein stellte sich diesem hereindringenden Eisstrom in die Quere. Er hemmte im Vereine mit den Lokalgletschern der Puez-Sellagruppe einerseits und jenen der Fanes-Lagazuogruppe andererseits sein Vorrücken gegen S und brachte die untersten Eispartien im toten Winkel zum Stillstand. Dort blieb auch die Grundmoräne liegen. Die oberen Pustertaler Eismassen, die mit zunehmender Höhe natürlich immer weniger kristallinen Schutt führten und zuoberst wohl überhaupt keine dolomitenfremden Erratika hereinbrachten, schoben sich darüber und verschmolzen mit den geschiebereichereren Lokalgletschern, welche zeitweilig die Pässe von Campolungo und Falzarego sowie den Pralongiäkamm verhüllten.

Bisher waren die südlichsten Spuren der Fernvereisung nur bis Pedratsches, 3 *km* nördlich vom Dorfe Stern, bekannt (vgl. 5). Nach meinen Feststellungen reichen sie noch bis ins oberste Gader-(Abtei-)tal, innerhalb St. Cassian hinein und ins Schwarzbachtal südlich von Stern, aber nicht weiter. Keinesfalls kommen als Glazial-Erratika die granitnen Kilometerzeiger der Dolomitenstraße in Frage.

Der folgenden, nach Sammelgebieten geordneten Zusammenstellung eiszeitlicher Ablagerungen sei noch vorausgeschickt, daß Moränenwälle im Verhältnis zu ungeformtem Glazialschutt selten sind. Manche Wallform wird wohl durch die Schuttströme (vgl. S. 230) zerstört worden sein.

1. Campolungo—Pralongiä—Corvara—Stern.

Die Campolungostraße schneidet auf der Paßhöhe (1875 *m*) einen kleinen Hügel an, der aus Tuffen der Wengener Schichten, vermischt mit deutlich gekritztem, dolomitischem Schutt besteht. Mehrere Schlierndolomitblöcke beim weiter nördlich gelegenen Hotel dürften unter Mitwirkung des Eises abgelagert worden sein. Bei *km* 37, in etwa 1750 *m* Höhe, liegt nahe oberhalb der Straße Grundmoräne mit Laven, festen Tuffen, Kalken und Dolomiten. Die meisten Stücke sind deutlich gekritz.

Ein größeres Vorkommen typischen, schlammreichen Moränenschuttes traf ich am Ursprung des Confinbaches, nordwestlich Pralongiä. In der Gegend von Corvara kommt gut bearbeitete Grundmoräne nur östlich von Arlara vor. Ziemlich häufig findet man hingegen einzelne, offenbar durch Eistransport dorthin gelangte Dolomitblöcke. Zwei größere Anhäufungen solcher glazial verfrachteter Schlierndolomitblöcke zeigt die Karte auf den Freimaradagu-Wiesen in den obersten Verzweigungen des Maradagnbaches.

Reste von Grundmoränen sind noch mehrfach in 1940 *m* Höhe an diesem Bache und am Piz erhalten, ferner am Schwarzbach gegenüber dem Weiler Varda. Hier wurden (vgl. die Karte) teils im Verbands einer Moräne, teils lose auf anstehendem Fels, drei kleine Geschiebe von Quarzphyllit gefunden. Das höchste lag auf 1540 *m* Höhe.

Weiter talaus sind am rechten Ufer des Schwarzbaches schlammige Moränenmassen, voll von prächtig geschrammten und gekritzten Geschieben, erschlossen, aus denen hin und hin Wasser quillt. Bemerkenswert ist hier das Vorkommen heller Liaskalke, die vermutlich aus der Sellagruppe stammen.

Stadialmoränen sind in diesem Abschnitte nicht vorhanden.

2. Umgebung von St. Cassian—Eisenofenalpe—Valparola—Settsaß.

Mächtige Moränenmassen verbauen westlich und südlich von St. Cassian den Talgrund und erstrecken sich weit an den Hängen hinauf. Kilometerweit verdeckt der helle, dolomitische, oft 10 und mehr Meter mächtige, steilgeböschte Gletscherschutt den gewachsenen Fels. Quarzphyllit wurde trotz eifriger Suche nur am Freina-Berge auf 1580 m Höhe gefunden.

In den bis zum Pralongiakamm hinaufreichenden Bergwiesen von St. Cassian stößt man immer wieder auf isolierte Blöcke von Schlern- und Dachsteindolomit, die wahrscheinlich aus der Settsaßegend vom Eise gebracht wurden, wo der letztere die gleiche lithologische Beschaffenheit zeigt.

Eine größere Ansammlung dolomitischen Blockwerks bildet westlich vom Stuoreswalde die Kuppe 2053 und ihre Umgebung. Der südlichste Teil dieses Vorkommens macht den Eindruck einer Stirnmoräne.

Innerhalb St. Cassian erhebt sich zwischen dem großen Schnittstrom des Piccolgrabens und dem Stuoresbach ein NE—SW verlaufender, teilweise in Kuppen aufgelöster, baumbestandener und mit Dolomitblöcken beladener Moränenwall. Es ist die linke Stirnbogenhälfte des von Klehelsberg (5, Seite 299) am rechten Ufer des Gaderbaches gefundenen Gschnitzstadiums, und zwar des Walles Nr. III.

Vom Südrande der Saréwiesen ist über die eingezäunte Schonfläche bis in den Stuoreswald hinauf durch Abrutschungen und Schützengräben typischer Moränenschutt mit Wasseraustritten erschlossen.

In der nach Valparola führenden Kriegsstraße steckt in etwa 1705 m Höhe (vgl. die Karte) ein über faustgroßes Quarzstück mit anhaftendem Quarzphyllit. Dieser Fund beweist das Vordringen des Pustertaler Gletschers in die innersten Verzweigungen des Gadertales.¹⁾

Die genannte Straße schneidet dann auf längerer Strecke Moränenschutt mit einzelnen gut geschliffenen Geschieben an, knapp vor der Eisenofenalpe kommt man aber an einem Stirnwall vorbei, dem (vgl. 5, Seite 300) östlich der Hütten noch ein zweites, inneres Bogenstück folgt.

Bei dieser Alpe vereinigten sich zwei Eisströme. Jener von Osten (aus dem Lagazuoi-Gebiet) brachte als Obermoräne die zahllosen großen Bergsturzhölcke mit, zwischen denen der Weg nach Tra i sassi führt. Erwähnungswert ist ein unweit der Abzweigung des Abkürzungssteiges von der Kriegsstraße in etwa 1820 m Höhe gefundenes Stück *Pietra verde* aus den Buchensteiner Schichten. Westnordwestlich vom Valparolasee erkennt man in 2140 m Höhe einen kleinen Firnhaldenwall.

In dem südlich der Eisenofenalpe schluchtartig verengten Tälichen fand sich Grundmoräne. Im anschließenden Valparola-Grund springt bei 1880 m der rechte Teil eines kleinen, zerstörten Stirnbogens auffällig vor. Etwas abseits vom Steig auf 1950 m Höhe im Walde eine kleine Schuttwelle. In einem gut beschatteten Kar liegt nördlich vom Hauptgipfel des Settsaß, wo noch im Spätsommer kleine Schneeflecke vorhanden waren, auf 2300 m ein Daunstadinn. Trotz der günstigen Nordexposition fehlen im Valparola-Grund — wohl wegen der Steilheit und Glätte der Plattenschüsse — größere Rückzugsstände.

3. Valparolasee — Tra i sassi — Castello-Alpe — Andrazer Tal.

Das unter den Abrüchen der Lagazuoi-gruppe angesammelte Eis floß nach drei Richtungen ab. Ein Arm strömte nach W gegen die Eisenofenalpe, ein zweiter nahm seinen Weg nach S, während ein dritter durch das enge Paßtal von Tra i sassi (zwischen Lagazuoi und Sasso di Stria) gegen den Falzaregopaß vorrückte. Spuren vom dritten Gletscherarm findet man bereits am Nordabsturz des schattenspendenden Sasso di Stria, wo sich über Sommer zwischen Bergsturzhölcken Schnee halten kann.

¹⁾ Richthofen (15, Seite 106) erwähnt wohl von der ehemaligen Schmelzhütte im Chiumena-(Eisenofen-)Tal einen behauenen Grenzstein aus Brixner Granit. Dieser sowie andere behauene Granite mit der Jahreszahl 1605, welche in dieser Gegend den Verlauf der Grenze zwischen Enneberg und Buchenstein bezeichnen, können für die Klärung der eiszeitlichen Verhältnisse nicht in Betracht, weil sie zweifellos von Menschenhand — vielleicht als Gegenfracht bei Erzlieferungen — hierher geschafft wurden.

Erst unterhalb der Dolomitenstraße beginnt eine einheitliche, zusammenhängende Moränendecke, die den östlichen Ast des Andrazer Tales und die sonnseitigen Hänge des Sasso di Stria weithin verkleidet, hauptsächlich blockreiche Obermoräne, welche an vielen Stellen gut bearbeitete Grundmoräne durchblicken läßt. Aufschlüsse wurden durch die vielen Schützengräben geschaffen. Südöstlich des zerstörten Hotels „Marmolada“ bemerkt man auf 1880 m Höhe eine verwaschene, vorne steil abgéböschte Wallform. Oberseits ist sie flacher und staut eine Wasserlache auf.

In der Umgebung des Valparolasees (vgl. auch 5, Seite 333) führt die Kriessstraße über wallartig angehäuften Blockschutt, der mit auffallend steiler Böschung, wie sie Moränenschutt eigen ist, z. m. See abfällt. Darauf steht die ehemalige Kaserne.¹⁾

Südlich vom See bildet ein annähernd N—S verlaufender Wall, auf dessen First der Weg führt, die Grenze zwischen dem glattgescheuerten Schlerndolomit im W und den Bergsturzböcken einer Obermoräne im E. Über den südlich anschließenden Steilabfall floß das Eis ab.

Nicht weit vom Fuße dieser Steilstufe quert in 1920 m Höhe ein ans der Gschnitzzeit stammender Wall den Karrenweg. Talwärts breitet sich eine Moränendecke über den Talgrund und weit hinauf über die beiderseitigen Hänge. Sie verschmilzt unmerklich mit jener vom Falzareogletscher. Auch sie zeigt deutlich Grundmoränenschutt, übersät mit gewaltigen, oft hausgroßen Dolomitblöcken. Auf dem größten erhebt sich der kühne Bau der Ruine Buchenstein. Andere Riesenblöcke liegen weiter nördlich im Walde.

Es erübrigt noch eine Beschreibung der Glazialspuren im Bereiche der Castello-Alpe. Zwischen dem Col di Lana und dem Monte Sief öffnet sich gegen NE ein gut beschattetes Kar. An seinem Ausgange liegt von 2020 m aufwärts ein vorzüglich erhaltenes Rückzugsstadium (Gschnitz), bestehend aus einem mächtigen, geschlossenen Stirnbogen und unversehrten Ufermoränen. Ein etwas älteres, nicht minder schönes Relikt reicht bis auf etwa 1920 m talaus. An seiner Innenseite war vor gar nicht langer Zeit noch ein See, dessen Abfluß sich tief in den Stirnbogen einschnitt. Moränen, und zwar hauptsächlich bergsturzartiger Obermoränenschutt, findet sich an zwei Stellen in den nördlichen Castello-Wiesen. Das weite Gebiet der Castello-Alpe bot mit seinen mäßig geneigten Firnfeldern jedenfalls einen ergiebigen Speicher für den Andrazer Gletscher.

Das Andrazer Tal selbst ist weithin mit Gletscherschutt erfüllt. Zwischen Cernadoi und Andraz nimmt v. Klebelsberg (5, Seite 333) das Ende eines Bühlgletschers an. Am Südosthang des Col di Lana tritt Moränenschutt nur oberhalb Palla in größerer Verbreitung auf. Er enthält hier unter anderem Geschiebe aus der Cassianer Schichten.

4. Das Cordevoletal.

Bei Pian di Salesei, an der Mündung des Andrazer Tales in das Haupttal, liegt — wie bereits v. Klebelsberg (5, Seite 334) ausführlich beschrieben hat — die Endmoräne des Cordevoletgletschers. Im engen Talgrunde fanden sich bis Arabba hinauf nirgends Spuren eines Rückzugsstadiums, hingegen Grundmoräne an der Straße östlich von Arabba und am Cordevolet südwestlich von Pieve.

Bemerkenswert sind einige eiszeitliche Ablagerungen hoch oben an den Hängen des Monte Sief. So liegt an der Südwestseite dieses Berges bei etwa 2300 m ein kleiner Firnhaldenwall größtenteils unter Sprengschutt begraben. Im weit geöffneten Kar an der Nordwestseite des Sief kommen nebeneinander zwei deutliche Stirnbögen eines Gschnitzgletscherchens vor. Oberhalb Contrin fand sich an mehreren Stellen typische Grundmoräne, Stadiamoränen fehlen hier vollständig.

Im Tälchen gegen den Campolungopaß ist nördlich von Arabba auf 1700 m Moränenschutt erschlossen, der offenbar mit dem schon von Klebelsberg (7, Seite 226) an der Campolungostraße gefundenen in Verbindung steht.

Interglaziale Ablagerungen (Terrassensedimente, Gehängebreccien usw.) wurden in diesem Gebiete nicht festgestellt.

¹⁾ Östlich des Hauptgebäudes findet man nicht selten, besonders in einigen Granattrichtern, Stücke hellen Granits. Es handelt sich natürlich nicht um zentral-alpine Erratika, sondern um Abfälle der beim Bau der Festung über Cortina zugeführten Steine.

Alluvium.

Unter den nacheiszeitlichen Bildungen sind die z. T. auch in der Karte ausgeschiedenen Schuttströme am auffälligsten. Diese nach Art eines zähflüssigen Breies träge dahinfließenden Schlammmassen kommen aus den wasserspeichernden, leicht verwitternden Wengener und Cassianer Schichten. Fast alle sind auch heute noch in langsamer aber stetiger Bewegung. Besonders nach andauerndem Regen kann man Oberflächenveränderungen wahrnehmen. Mitunter stauen sie auch kleine Seen auf. Die Entwässerung vollzieht sich in der Regel in tiefen, den Schuttstrom seitlich gegen das Anstehende begrenzenden Furchen. Das Wachstum der Pflanzen wird durch das ständige Ahwärtsgleiten, durch Aufwölben und Überschieben einerseits, durch Spaltenbildung und Risse in der Humusdecke andererseits, immer wieder behindert. Übermäßige Durchfeuchtung verursacht nach und nach die Umwandlung fruchtbarer Grundstücke in saure Böden mit üppigen Beständen von Schachtelhalm. Selbst das Weidevieh meidet nach Möglichkeit diese tief durchweichten Plätze.

Einer der bekanntesten Schlammströme kommt aus den Ruones-Wiesen und reicht bis Corvara, wo er allmählich in eine alte Aufschüttungssohle übergeht. Auf ihm windet sich die zum Campolungopaß führende Straße hinauf. Horizontale und vertikale Verlagerungen des Straßenkörpers wiederholen sich so oft, daß man schon längst die Umlegung der Trasse an den Fuß der Sellagruppe projektierte. Die Häuser von Corvara stehen auf einem beruhigten Teil. Zwei tief eingerissene Wasserläufe begleiten diese Mure: im W der Rutortbach, im E der Kirchenbach (Ru de Glisia).

Zu großartigen Fließbewegungen ist es auch in der Gegend von St. Cassian gekommen. Hier lieferten die Cassianer Schichten das Material. Begünstigt durch das Nordfallen der Schichten, besonders im Piccolgraben, gewaltige Abrutschungen entstanden, von denen nur die wichtigsten in der Karte dargestellt sind. Große Gehängepartien sind auch über die Schichtköpfe des Anstehenden, oft unter Beibehaltung der Schichtlage, samt den darauf wachsenden Bäumen in langsamer Talfahrt begriffen, hinter sich gewöhnlich eine Wasserriache oder Sümpfe bildend. Die Abrißstellen lassen anfänglich den Felsen durchblicken, werden aber bald wieder von einem zähen Lettenbrei überrommen.

Der bewaldete Schuttstrom im weiter südöstlich gelegenen Stioresgraben lagert auf einem alten, ruhig gewordenen, nunmehr mit Bergwiesen bedeckten Schuttkegel. Eine Rutschung aus jüngster Zeit mit vielen entwurzelten Bäumen und ganz frischer Anbruchnische verlegt den Stioresbach von W her in 1720 bis 1760 m Höhe.

Ein kleiner Murschuttkegel ergießt sich in den Eisenofenbach.

Auf der Buchensteiner Seite gibt es außer einer unbedeutenden Solifluktion in den nördlichen Castello-Wiesen nur einen großen Schlammstrom aus den Cassianer Schichten nördlich, bzw. westlich von Contrin. Er läßt sich in mancher Hinsicht mit einem Gletscher vergleichen. Die sanftgeneigten Premaju-Wiesen bilden das Sammelgebiet. In das tiefe, enge Tal zwischen der Cherzer Säge und der Ortschaft Contrin reicht die sich rasch verschmälernde Zunge hinab. Ein aus der Kriegszeit stammender, quer über den Schuttstrom gespannter Drahtzaun wölbt sich weit vor, als Beweis, daß die Strömungsgeschwindigkeit in der Mitte am größten ist. Im untersten Teil flankieren Uferwälle, besonders links (unter Contrin). Die Zungenspitze wird stets wieder vom Hauptbach unterwaschen und abgeschwemmt.

Fluviale Aufschüttungssohlen gibt es nur bei Corvara und südlich von Stern.

Bergsturm Massen aus dem Schlern- und Dachsteindolomit finden sich hauptsächlich im Bereiche der Settsaßgruppe, besonders im westlichen Teile von Valparola, dann ober dem Stioreswalde und an der Südwestseite des Settsaß, wo einzelne Schuttungen tief in die Bergwiesen

hinabreichen. Größere Verbreitung haben sie ferner vom Richthofenriff über den Castellwald zum Sasso di Stria, dessen Westseite von einem großen Bergsturz bedeckt wird. Gewaltige Schlerndolomitblöcke fielen vom Lagazuoi gegen den Valparolasee und in den Einschnitt des Tra i sassi-Passes. Die Hauptursache dieser Bergstürze liegt neben Spaltenfrost in der leichten Verwitterbarkeit der die Dolomite unterlagernden weichen Cassianer und Raibler Schichten. Manche dürften bereits beim Rückzuge des Eises abgegangen sein.

Ein anderes Gestein, das auch zur Bildung von Bergsturzböcken neigt, sind die Buchensteiner Agglomerate. Von ihnen sind im Cordevoletal oberhalb der Siedlungen Liviné, Masarei und Varda größere Abbrüche erfolgt. Der Felssturz bei Masarei,¹⁾ vom 25. April 1626, verschüttete die Gegend von Renaz. Über diesen sowie über andere Bergstürze berichtet schon Staffler (16, Seite 515 bis 517).

Gehängeschutt sammelt sich wie überall am Fuße der Felsen und wird durch nachbrechendes Gestein ständig vermehrt.

Zu den jüngsten Bildungen zählt auch breccienartig verkitteter Gehängeschutt. Fundstellen: Schwarzbachtal, östlich der Brücke (1506 m). Ferner an der Straße nach St. Cassian, westlich Costadedoi.

Nutzbare Ablagerungen und Mineralquellen.

Solche sind im kartierten Gebiete nicht vorhanden. Nur die für den Lokalbedarf nötigen Baustoffe finden sich in hinreichender Menge und Qualität.

Der Name „Eisenofenalpe“, Roherz, Schlacken und andere Spuren einer ehemaligen Verhüttung erinnern an den Schmelzbetrieb früherer Jahrhunderte im Gebiete von Valparola. Mag sein, daß dort ursprünglich Bohnerz aus den nahen Raibler Schichten verhüttet wurde. Zur Hauptsache stammte aber das Roherz aus den Bellerophon-Schichten von Posalz bei Colle S. Lucia (10 km Luftlinie SSE). Neben anderen Gründen dürfte der Waldreichtum des Gebietes, der nur im Wege der Holzverkohlungs wirtschaftlich genutzt werden konnte, für den Betrieb in dieser entlegenen Gegend bestimmend gewesen sein.

Verzeichnis der benutzten Literatur.

Die reiche ältere Literatur, speziell über die Cassianer Schichten, ist größtenteils in den nachstehend angeführten Werken zitiert.

1. Cornelius H. P. und M. Furlani-Cornelius. Zur Geologie der Tuffbildungen im Marmolatagebiet (Südtirol). Centralblatt für Mineralogie usw., Stuttgart 1924.

2. Cornelius H. P. und M. Furlani-Cornelius. Über die Tektonik der Marmolatagruppe (Südtirol). Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., Beilageband 56, Abt. B. Stuttgart 1926.

3. Hummel K. Zur Stratigraphie und Faziesentwicklung der südalpiner Mitteltrias. Neues Jahrbuch für Min. usw., Beilageband 68, Abt. B. Stuttgart 1932.

4. Kieslinger A. Ein neuer Ammonitenfund aus den Buchensteiner Schichten Südtirols. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1927.

5. Klebelsberg R. v. Rückzugsstände der Eiszeitgletscher in den Dolomitentälern. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 79, 1927.

¹⁾ Die ladinische Bezeichnung „Masarei“ (= Anhäufung von Steinen) deutet schon auf einen Bergsturz.

6. Klebelsberg R. v. Geologischer Führer durch die Südtiroler Dolomiten. Berlin 1928.
7. Klebelsberg R. v. Alte Gletscherstände in den Dolomitentälern (Südtirol, Venetien). Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. 17, 1929.
8. Mojsisovics E. v. Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879.
9. Mutschlechner G. Geologie der St. Vigiler Dolomiten. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 82. Bd., 1932.
10. Mutschlechner G. Geologie der Peitlerkofelgruppe (Südtiroler Dolomiten). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 83. Bd., 1933.
11. Nöth L. Geologie des mittleren Cordevogebietes zwischen Vallazza und Cencenighe (Dolomiten). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 79. Bd., 1929.
12. Ogilvie-Gordon M. Geologisches Wanderbuch der westlichen Dolomiten. Wien 1928.
13. Ogilvie-Gordon M. Geologie des Gebietes von Pieve (Buchenstein), St. Cassian und Cortina d'Ampezzo. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 79. Bd., 1929.
14. Reithofer O. Geologie der Sellagruppe (Südtiroler Dolomiten). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 78. Bd., 1928.
15. Bichthofen F. v. Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, Sanct Cassian und der Seisser Alpe in Süd-Tyrol. Gotha 1860.
16. Staffler J. J. Das deutsche Tirol und Vorarlberg usw., II. Bd. Innsbruck 1847.

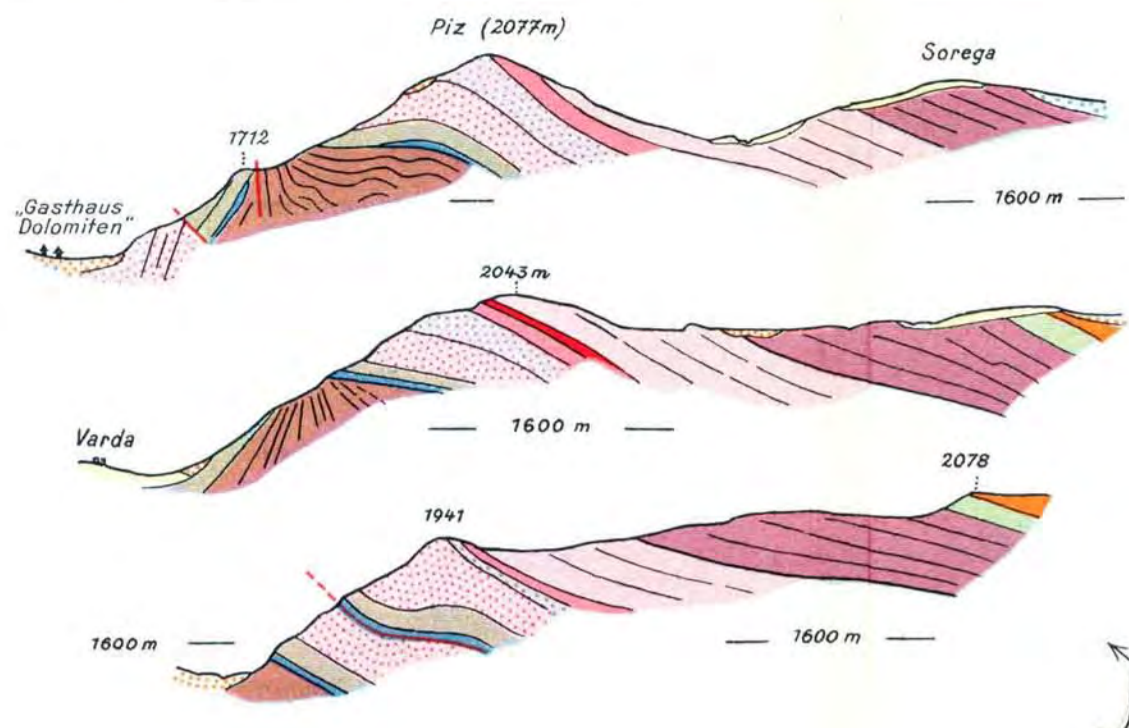
G. Mutschlechner: St. Cassian und Buchenstein.

Geologische Karte des Gebietes zwischen St. Cassian und Buchenstein

1:25.000

Von Georg Mutschlechner, Innsbruck, 1932

Aufgenommen und gedruckt
mit Unterstützung durch den Deutschen und
Österreichischen Alpenverein

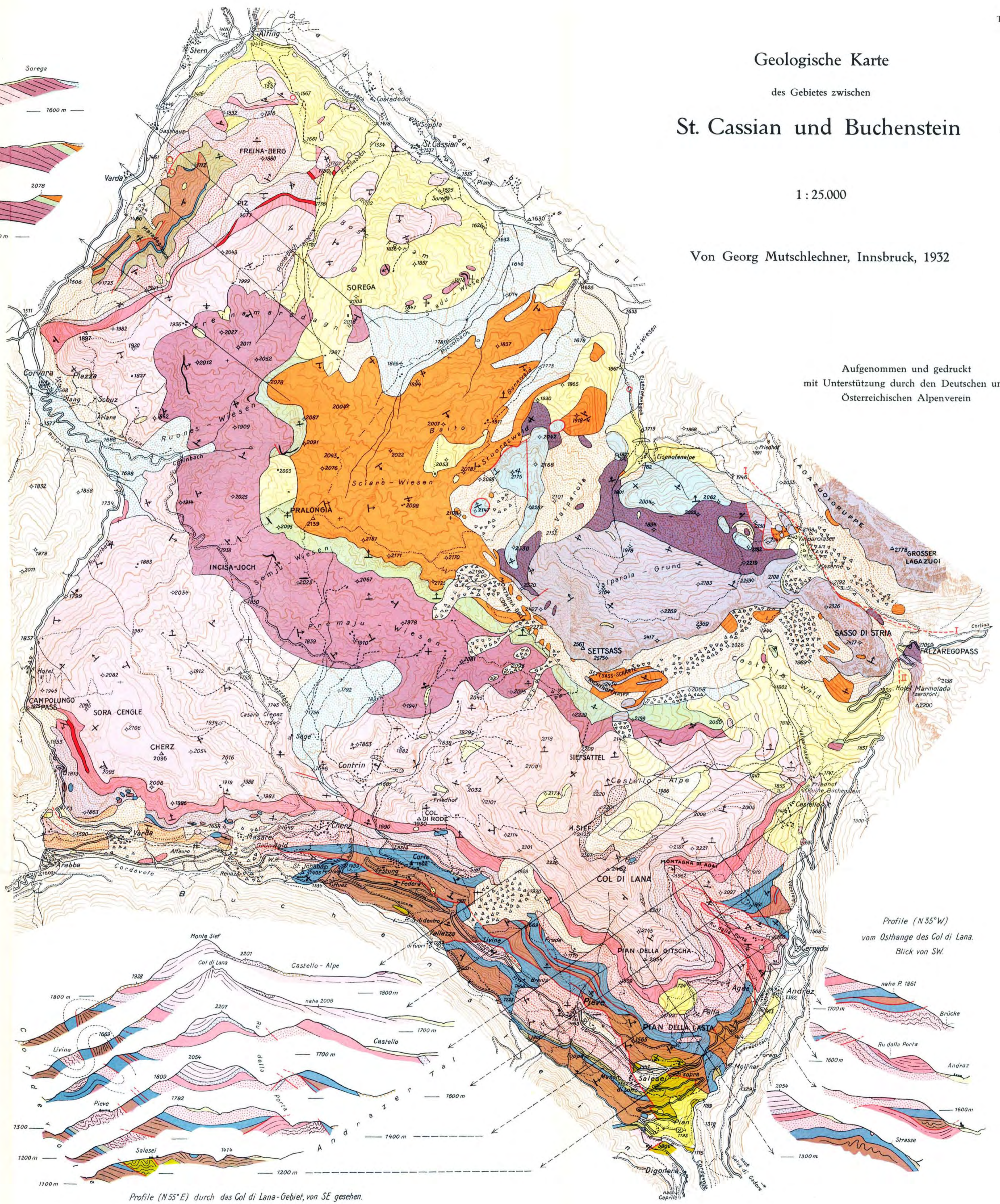


Profile (N50°W) des Piz-Gebietes
zwischen Stern und Corvara.
Blick von S.W.

- Bellerophon-Schichten
- Werfner Schichten
- Muschelkalk
- Mendeldolomit
- Buchensteiner Schichten
- Tuffkonglomerate u. Tuffsandsteine
- Buchensteiner Agglomerate
- Augitporphyrin
- Augitporphyrittuffe
- Wengener Schichten
- Wengener Agglomerate
- Untere Kalk- u. Mergelgruppe
- Tuffe u. Tuffsandsteine
- Obere Kalk- u. Mergelgruppe
- Porphyrite
- Schlierndolomit
- Raibler Schichten
- Dachsteindolomit
- Moränen
- Zentralalpine Geschiebe
- Bergsturzblöcke
- Gehängeschutt u. Vegetation
- Schuttströme
- Schichtgrenzen
- Störungslinien

Casstainer Schichten

- + sählig
 - ∩ bis 30°
 - + 30-60°
 - ∩ über 60°
 - + saiger
- } Streichen
und
Fallen



Profile (N35°W)
vom Osthange des Col di Lana.
Blick von SW.

Profile (N55°E) durch das Col di Lana-Gebiet, von SE gesehen.

Ergebnisse über junge Abtragung und Aufschüttung am Ostrande der Alpen.

Von

A. Winkler-Hermaden.

(Mit einer Profiltafel.)

Vorbemerkung.

Die in dieser Studie dargelegten Resultate über junge Aufschüttung und Abtragung am östlichen Alpenrande beruhen zum guten Teile auf Ergebnissen von Studien, welche mit Unterstützung der Akademie der Wissenschaften im Laufe der letzten Jahre und im Jahre 1929 mit Unterstützung des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins am Ostabfalle der Zentralalpen unternommen wurden. Es sei gestattet, auch an dieser Stelle den besonderen Dank für die gewährten Subventionen der Akademie der Wissenschaften und dem Alpenverein zum Ausdruck zu bringen.

Ein kurzer Auszug der die junge Alpenrandentwicklung umfassenden Resultate ist bereits im Anzeiger der Akademie der Wissenschaften Wien 1933, Nr. 4, veröffentlicht worden.

I. Teil: Neuere Auffassungen über die junge Entwicklung des östlichen Alpenrandes.

Der Ostrand der Alpen mit seiner reichen jungtertiären Schichtfolge und mit seinen, von glazialer Umformung kaum berührten Resten tertiärer Landflächen bietet die Möglichkeit, den Ablauf junger tektonischer und morphologischer Entwicklung der Alpen in klarerer Weise als in anderen Teilen dieses Gebirges zu überblicken und immer wieder neuere Erkenntnisse hieraus zu schöpfen. Das Streben, tiefer in die schwierigen Probleme der Hochgebirgswerdung der Alpen einzudringen, muß von Zeit zu Zeit neuerdings zur Prüfung der bestehenden Auffassungen und nötigenfalls zu deren Umbau veranlassen, für welchen gerade in letzter Zeit wieder mannigfache Bausteine von verschiedenen Seiten herbeigetragen wurden.

In drei allgemeineren Arbeiten habe ich in den Jahren 1923¹⁾, 1926 (1926/2) und 1929 (1929/1) den jeweiligen Stand der Erkenntnis

1) Die Literaturhinweise finden sich am Schlusse dieser Arbeit in einem nach dem Namen der Autoren alphabetisch geordneten Verzeichnis, wobei bei jedem Autor die Arbeiten in zeitlicher Reihenfolge ihres Erscheinens angeführt sind. Im Falle bei ein und demselben Verfasser mehrere Arbeiten in einem Jahre erschienen sind, sind sie unter einem Bruchstrich mit fortlaufender Nummer versehen.

über das jüngere Entwicklungsbild der Ostalpen, speziell ihres Ostrandes, klarzulegen versucht. Die Ergebnisse, welche aus vier Jahren weiterer Arbeit auf diesem Gebiete erwachsen, und die vielfachen neuen Anregungen, welche aus den tertiärgeologischen und morphologischen Arbeiten verschiedener Autoren in den letzten Jahren entsprossen sind, veranlassen mich, hier einen neuen Versuch für einen Überblick über die östliche Alpenrandentwicklung, zunächst bezüglich der Abtrags- und Aufschüttungsvorgänge, zu unternehmen, wobei aber nur bestimmte, gegenüber dem bisherigen Bild abweichende Gesichtspunkte eingehender behandelt werden sollen.

Vorerst sei betont, daß die Auffassungen, wie sie etwa in dem Zeitraum 1920 bis 1930 von verschiedenen Seiten über die jugendliche Alpenrandentwicklung im Osten veröffentlicht wurden, noch kein einheitliches und in jeder Hinsicht befriedigendes Bild ergeben haben. Man kann etwa drei Gruppen hauptsächlichlicher Ansichten einander gegenüberstellen:

F. E. Suess (1929, S. 233) vertritt den Standpunkt, daß der wichtigste formgebende Faktor in der jungen Ostalpenentwicklung durch regionale Vorgänge gegeben sei, welche sich in gleichsinnigen Trans- und Regressionen äußern, deren Ursache noch nicht geklärt sei (Polverlagerungen, Wanderungen der Kontinente, eustatische Bewegungen oder Veränderungen der Wasseroberfläche auf der Erde [vgl. auch Suess, 1920, S. 398—400]). Die Brandungswirkung des vordringenden Meeres, dann die speziell im Pliozän eintretende Regression und die mit letzterer verknüpfte fluviatile Erosion hätte an der Modellierung der Alpen wesentlichen Anteil, was in bedeutenden, regionalen, flächenhaften Abtragungen des Alpenkörpers und seiner Randgebiete zum Ausdruck komme. Die Annahme junger Hebungen wird — abgesehen von untergeordneten, auf das Fortwirken alpiner orogenetischer Kräfte zurückführbaren jugendlichen Verstellungen — abgelehnt und schon den miozänen Alpen, im Gegensatz zu den von verschiedenen Autoren geäußerten Auffassungen, der Charakter eines höheren Gebirges zugeschrieben. Dieses hätte die gewaltigen Abtragsprodukte, wie sie uns in den Randsenken vorliegen, geliefert. Seit dem Mittelmiozän (tortonische Transgression) hätte die Höhenlage des Gebirges kaum mehr eine Veränderung erfahren (Suess 1929, S. 231). Die regionale Senkung der Erosionsbasis prägte sich allenthalben in den Alpen, wie in allen übrigen Ländern Europas, als der die Neuformung leitende Hauptfaktor aus.

Eine zweite Gruppe von Anschauungen, welche hauptsächlich von morphologischer Seite (A. Penck, 1919; F. v. Machatschek, 1924/1925, 1930; J. Sölich, 1922, 1925; H. Hassinger, 1918; W. Penck, 1924; A. Aigner, 1925, 1926; N. Lichtenecker, 1925; R. Mayer, 1929; usw.), aber auch von einigen Geologen (O. Ampferer, 1922, 1923, 1925, 1926, 1926/1; J. Stiny, 1924, 1931; R. v. Klebelsberg, 1925, 1925/1, 1926; R. Schwinner, 1924; F. Heritsch, 1923, 1925, 1927; M. Richter, 1932; usw.) vertreten wurde, beinhaltet speziell auf Grund des morphologischen Alpenbildes die Annahme einer jugendlichen Hebung des Ostalpenkörpers, welcher ein in den Zeiten tektonischer Ruhe oder abgeschwächter Bewegung entstandenes, erst nachträglich hochaufgewölbtes Flachrelief (gelegentlich mehrstufig ausgebildet) auf seinem Rücken trage. Es wurde auch der

Versuch unternommen, die einzelnen Entwicklungsstadien dieser Hebungs- und Abtragungsvorgänge mit den korrelaten Sedimenten des Vorlandes in Verbindung zu setzen (W. Penck, 1924, S. 187—201).

Allerdings zeigen sich auch noch wesentliche Unterschiede in den Auffassungen. Ein Teil der Forscher nimmt eine Anzahl zeitlich getrennter und ineinandergeschalteter Rümpfe oder Flachreliefs (speziell J. Sölch, 1928, E. Seefeldner, 1933 und W. Penck) an, während andere der Auffassung zuneigen, daß im wesentlichen nur ein Hauptflachrelief gebildet wurde, wie es uns speziell in den Hochflächen der Kalkalpen (= Raxlandschaft Lichtenecker's,¹⁾ aber auch in hochgelegenen Flächenresten der Zentralalpen vorliegt. Hierbei werden die tiefer gelegenen, als eine morphologische Vorstufe des Gebirges erscheinenden oder entlang von Längstalzüge auftretenden Flächensysteme als im wesentlichen mit den hochgelegenen Altflächen gleichaltrige, erst später von diesen abgetrennte, abgesenkte Teile aufgefaßt (J. Stiny, 1931; A. Aigner, 1925/26; O. Ampferer, 1925, 1926).

Weitere Meinungsverschiedenheiten bestehen bezüglich der zeitlichen Einordnung von Hebung und Reliefformung. Während W. Penck (1924) und F. Machatschek (1922, S. 265) die Entstehung ostalpiner Abtragsflächen bis ins Alttertiär zurückzuverfolgen suchten und J. Sölch (1928, Tabelle) solche bis ins Oligozän zurückdatierte, nehmen andere ein altmiozänes Alter (vgl. z. B. G. Götzinger, 1913, E. Brückner, 1922) an. Ich vertrat bisher (1923, 1926/1, 1929/1) ein mittelmiozänes Alter der hochgelegenen Altflächen der östlichen Randberge der Alpen. Aigner setzte (1925/26) ein obermiozänes (jungmediterrän-sarmatisches) Alter voraus, Stiny (1924) hielt die Landformen für noch etwas jünger (Obermiozän—Altplozän), während schließlich Kober eine Fortdauer der Ausbildung unserer hochgelegenen „miozänen“ Landflächen bis ins höhere Plozän und ihre erst postplozäne (altquartäre) Dislozierung zu erweisen trachtete (1928, S. 108—125). In ähnlicher Weise hat sich W. Klüpfel (1931) ausgesprochen.

Fast allen Auffassungen ist aber die Annahme einer weitgehenden, vorherrschend im Miozän eingetretenen Flachformung und erst nachträglicher, allgemeiner, wenn auch ungleichmäßiger Hebung des Alpenkörpers gemeinsam. Unter diesem Gesichtspunkt erscheint, wie es F. v. Machatschek (1930, S. 307) zum Ausdruck gebracht hat, die junge Ostalpenentwicklung als eine durchaus einzyklische, welche die Alpen durch eine abgestufte Hebung von dem oligo-miozänen Zustand eines Flachreliefs zum gegenwärtigen Hochgebirgsrelief erhoben hätte.

Eine dritte Auffassung wurde auf Grund reicher geologischer Befunde vom östlichen Alpensaum von mir zu belegen versucht und in mehreren Arbeiten vertreten. (Speziell 1926/5, 1927/5, 1928/3, 1929/1.) Aus den am Alpensaume niedergelegten jungtertiären Sedimenten wurde geschlossen, daß die Entwicklung der Alpen im Jungtertiär (und Oligozän) eine mehrzyklische (5 Hauptzyklen)²⁾ gewesen ist.

¹⁾ Nach Lichtenecker (1925/1) wäre das Flachrelief der Raxlandschaft aus der älteren und noch flacheren „Augensteinlandschaft“ hervorgegangen.

²⁾ Innerhalb des letzten Zyklus wurden (1929) noch zwei Teilzyklen unterschieden, so daß in meiner Studie von 1929 von 6 Zyklen die Rede ist.

Der erste Zyklus entspreche der oligozänen Abtragsperiode; der zweite, durch eine bedeutende Hebung eingeleitet, umfasse die alt- bis mittelmiozäne Denudationszeit. Damals bildeten sich über den Blockschottern des untersten Miozäns die Grobschotter der älteren und die Feinsedimente der höheren Eibiswalder Schichten und der marinen Grunder Schichten des Mittelmiozäns. Der dritte Zyklus betreffe die Zeit des höheren Miozäns. Er setze mit der steirischen Phase der Gebirgsbildung ein, welche in tektonischen Störungen und in einem bedeutenden Blockschutttransport von den Randgebirgen in die Randsenken sich zu erkennen gibt. Seinem höheren Teil gehören sodann die feineren Sedimente des Torton und Sarmats an. Ein vierter Zyklus beginne am Miozänende, werde abermals durch Schotterhildungen eingeleitet und umfasse die zum Teil feinkörnigen „pontischen“ Sedimente der Randbecken. Der fünfte Zyklus endlich schließe (mit seinem, seinerzeit als sechster Zyklus hezeichneten Teilstadium) die Zeiträume des mittleren und oberen Pliozäns und des Quartärs ein, in welchen wieder grobe Schottermassen aus dem Gebirge in die schon weiter abliegenden Teile der Randsenken herausgefördert wurden und in welchen erst die gegenwärtige Höhenlage der östlichen Alpenschollen — bei teilweiser Miteinziehung der tertiären Randsedimente in die Aufwölbung — erzielt wurde.

Nach dieser Auffassung ist sonach die junge Alpenentwicklung, wie sie in erster Linie auf Grund des sedimentologischen und tektonischen Bildes abgeleitet wurde, eine durchaus mehrzyklische. Sie prägt sich in einem, in mehreren Rhythmen sich wiederholenden Wechsel zwischen stärkerer Gebirgsstörung (Aufwölbung, auch Faltung) mit zugehöriger ausgedehnter, grober Schuttförderung einerseits und anschließender Abschwächung der Bewegungen und zunehmender Verfeinerung der Sedimentzufuhr von den Randbergen her anderseits aus.

So klar sich auch die Hauptzyklen aus den orogenetischen und stratigraphischen Verhältnissen der alten Randsedimente herauslesen ließen, um so schwieriger erschien die Verknüpfung zwischen geologischem und morphologischem Befund. In theoretischer Hinsicht war vorauszusetzen, daß der Abschluß der große Abtragungsperioden umfassende Zyklen jeweils in einer weitgehenden, flächenhaften Abtragung des Gebirges markiert sein müsse. Wenn man auch vom Oligozän absieht, aus welcher Zeit erkennbare Flächenreste infolge zu großer seitheriger Denudation als nicht mehr erkennbar vorausgesetzt werden mußten,¹⁾ so stand doch für die vorerwähnten vier weiteren Zyklen tatsächlich nur ein einziges, die ganzen höheren Randberge überziehendes altes Flächensystem zur Verfügung. Dessen Entstehung wurde während des älteren Miozäns vorausgesetzt und sein Abschluß ins Mittelmiozän hineinverlegt. Für die jüngeren (obermiozänen, altpliozänen und jungpliozän-quartären Zyklen) konnten morphologische Entsprechungen demnach allein in den vorzüglich nur

¹⁾ Eine Einreihung von nicht verschütteten (nicht in Wiederaufdeckung befindlichen) alten Landoberflächen noch ins Oligozän hinein wurde mit Rücksicht auf die gewaltigen, im älteren und jüngeren Miozän eingetretenen Abtragungen, welche ein oligozänes Relief der Zerstörung ausgesetzt haben müssen, entschieden abgelehnt.

randlich entwickelten und im wesentlichen dem Hochflächensystem gegenüber als „jünger“ betrachteten sekundären Fluren und in zugehörigen, in die Gebirgstäler eingreifenden Terrassen gesucht werden.

Es muß allerdings, bei unbefangener Betrachtung der Sachlage, gegenwärtig zugegeben werden, daß diese Art der Beziehungsetzung zwischen geologischem und morphologischem Befund nicht gerade sehr befriedigend erscheint. Denn dem in mehrere große Zyklen zerfallenden geologischen Entwicklungsgang stünde nach obiger Auffassung nur ein einziger, gleichsinnig fortschreitender und nur durch untergeordnete Teilzyklen gliederbarer Ablauf der morphologischen Erscheinungen gegenüber.

In der vorliegenden Studie sollen zunächst die genauen geologischen Grundlagen mitgeteilt werden, welche uns nunmehr am Ostalpenrand durch die Feststellung junger Abtragung und jugendlicher Aufschüttung für die Beurteilung der Landformung zur Verfügung stehen, während der Versuch einer neuen Parallelisierung des geologischen mit dem morphologischen Befunde den Inhalt einer erst später zu veröfentlichenden, separaten Publikation bilden soll.

II. Teil: Einige Bemerkungen zur stratigraphischen Gliederung des östlichen Alpenrandtertiärs.

Eine gesicherte stratigraphische Gliederung des Tertiärs am Ostalpenrande bildet naturgemäß eine notwendige Grundlage für die paläogeographischen und tektonischen Vergleiche, wie sie in den nachstehenden Darlegungen erfolgen werden. Obwohl die Untersuchungen verschiedener Forscher (Literatur bei Winkler, 1926/1) und eigene, über nahezu 20 Jahre ausgedehnte Studien im Bereich des steirischen Beckens und der anschließenden Gebiete schon eine weitgehende Klärung der stratigraphischen Verhältnisse mit sich gebracht haben, halte ich es dennoch für angezeigt, mit einer eingehenden, zusammenfassenden Darstellung der Schichtgliederung des Miozäns am östlichen Alpenrande zuzuwarten, bis die in Angriff genommene Aufnahme einiger weiterer Teile des steirischen Tertiärbeckens (speziell der Spezialkartenblätter 1:75.000 Wildon—Leibnitz und Fürstenfeld) dem Abschluß nahegerückt ist und bis einige Beziehungen zu den Neogenablagerungen der Nachbargebiete restlos geklärt erscheinen. Die bis zum Jahre 1926 erzielten Resultate über das steirische Miozän habe ich, unter kritischer Betrachtung der von anderer Seite entworfenen Schichtgliederungen, in der Geologischen Rundschau auseinandergesetzt. Die seither durchgeführten Begehungen haben die damals dargelegten Resultate — von emigen unbedeutenden Momenten abgesehen — durchaus bestätigt. Hier soll eine kurze Zusammenfassung der stratigraphischen Resultate in Erweiterung der Darstellung auf den Bereich der Savefalten und unter zeitlicher Ausdehnung auch auf das Pliozän gegeben werden.

Oligozän: Oligozän ist am östlichen Alpenrande nur im Bereiche der östlichen Südalpenausläufer, der Savefalten, verbreitet, wo es über den älteren, mesozoischen und carbonischen Untergrund transgredierend übergreift. Es handelt sich hier einerseits um die mitteloligozänen Marin-

schichten von Oberburg und jene von Klanzberg, anderseits um die kohlenführenden Sotzkaschichten (mit *Anthracotherium magnum*), welche letztere in ihrem tieferen Teil limnisch, im oberen Teil aber auch in gewissen Gebieten brackisch-marin ausgebildet sind, (vgl. hiezu F. Teller 1898, S. 80—85; W. Petrascheck, 1927, S. 11). Die Sotzkaschichten werden zumeist in die aquitanische Stufe¹⁾ eingereiht (vgl. R. Hoernes, 1903, S. 921—924) und als Oberoligozän betrachtet.²⁾

Miozän: In einem wesentlichen Teil der Savefalten (speziell in der Tüfferer Bucht) ist zwischen Oberoligozän und Miozän eine Schichtlücke vorhanden (A. Bittner, 1884, W. Petrascheck, 1927, S. 11), welche offenbar dort speziell das Untermiozän umfaßt, während im Nordteil der Savefalten marine Ablagerungen („marine Mergel“ F. Tellers) die Grenze zwischen Oligozän und Miozän überbrücken. Am nördlich anschließenden Südsaum der Zentralalpen (Südwestteil des steirischen Beckens) erscheint, südlich der Drau, ein Zug limnisch-fluviatiler Ablagerungen (Schichten von St. Lorenzen), welcher nördlich der Drau, am Radlgebirge, von den Wildbachschottern und Schuttbildungen der „Radelkonglomerate“ überdeckt wird. Ich betrachte die Radelkonglomerate (Winkler, 1929/2; S. 490) als Miozänbasis, vielleicht schon einem tieferen Teil des Burdigals entsprechend, während die vorerwähnten Basis-schichten von St. Lorenzen wohl noch dem Aquitan zuzuzählen sind.

Über dem Radlschotter folgt im Südwestteil der steirischen Bucht der Komplex der „unteren Eibiswalder Schichten“, vorzüglich Flußbildungen, in einer gesonderten Randsenke entstanden, als deren marine Äquivalente die am Ostrand des Poßbrucks auftretenden „basalen marinen Mergel und Sandsteine“, die ich dort in flysch-ähnlicher Facies entwickelt nachweisen konnte (1913/2, S. 515—520; 1928/1, S. 59—62), angesehen werden. Ich vermute, daß hier die burdigale Transgression zum Ausdruck kommt.

Die höheren Eibiswalder Schichten, welche im steirischen Becken und im Bereiche der östlichen Zentralalpen überhaupt weit transgredierend vorgreifen (kohlenführende Eibiswalder, Wieser und Köflacher Schichten, „Horizont“ der Lignite von Pitten [E. Sueß], kohlenführende Schichten Obersteiermarks usw.), sind während einer Versenkung großer Teile der östlichen Zentralalpen unter das limnische Aufschüttungsniveau entstanden, wobei sich aber auch marine Überflutungen (= „Florianer Tegel“ und Pölser Mergel in Südweststeiermark, transgressiver, tieferer Schlier am Poßbruck [Winkler, 1930/1, 1932]; marine Überflutungen in Ostkärnten [Höfer, 1887, Petrascheck, 1925—1926/2, Beck, 1929] und im Klagenfurter Becken [Kahler 1931]) eingestellt haben (= Helvetische Transgression). Säuger- und Landconchylienfauna sprechen für ein helvetisches Alter der höheren Eibiswalder Schichten (vgl. hiezu

¹⁾ Die Zuordnung des Aquitans zum Oligozän oder Miozän ist bekanntlich noch strittig, doch scheint mir im Sinne der Darlegungen von Kautsky (1928, S. 13) die Einreihung ins Oberoligozän berechtigter als jene ins Miozän.

²⁾ W. Petrascheck hält die Sotzkaschichten für älter als Aquitan (für chattisch), unter dem Gesichtspunkte der Zuordnung des Aquitans zum Miozän und einer zeitlich tieferen Einordnung des älteren Miozäns am Ostalpenrande. (Vgl. hiezu W. Petrascheck, 1925, 1926/2, S. 17—18, und 1927, S. 84.)

Winkler, 1926/1, S. 206, 207, und Schlesinger, 1922, S. 223). Der Florianer Tegel Steiermarks wird schon seit jeher als Äquivalent der allgemein als Helvet betrachteten „Gründer Schichten“ des Wiener Beckens angesehen. In den Savefalten ist die helvetische Schichtfolge offenbar im wesentlichen durch tuffreiche Ablagerungen (härtere Kalk- und Tuffsandsteine Tellers, Sandstein von Gouze, teilweise auch durch Schliermergel) vertreten.

Ein ziemlich scharfer Schnitt wird in der Schichtfolge des östlichen alpinen Randmiozäns durch das Erscheinen gewaltiger Block- und Flußschottermassen markiert, die in Südsteiermark dem Schuttkegel der tieferen „Arnfelder Konglomerate“ und jenem der höheren „Kreuzbergkonglomerate“ (mit dem „Urler Blockschutt“) entsprechen und welche beide (samt den zwischengeschalteten „Leutschacher Sanden“) gegen das im Osten gelegene freie Meer zu in den „Steirischen Schlier“ übergehen (Winkler, 1929/3). Am Nordostsporn der Zentralalpen erscheinen gleichzeitig analoge Ablagerungen, wie sie in den Sinnerdorfer Konglomeraten (Hofmann, 1877, Mohr, 1913, S. 35, Winkler, 1927/3 und 1933, S. 83—86), in den Grobshottern des Pittener Gebietes, die ich als Schuttkegel eines kalkalpinen Flusses auffasse, in den gemischten Auwaldschottern (Wolf, 1870, W. Petrascheck, 1925, 1926/1, S. 37, R. Janoschek, 1932) und dem Brennberger Blockstrom Janoschek's vorliegen.

Ob alle diese schotterreichen Komplexe noch in das obere Helvet zu stellen sind oder schon an die Basis des Torton, muß wohl bis zu seiner genauen faunistischen Durcharbeitung des allerdings nur sehr spärlichen Fossilmaterials offen bleiben.

Torton: Dem Torton sind im steirischen Becken seit laugem und übereinstimmend die großen Leithakalkmassen (Aflenzer Stein) und marinen Mergel und Sande zugeschrieben worden, welche im Bereiche der Windischen Bühel, wie ich feststellen konnte (1932, Blatt Marburg), ebenfalls noch in Schlierbildungen ostwärts übergehen (Schliermergel und Sande von Spielfeld). Das Torton greift, meist allerdings unter jüngeren Sedimenten begraben, im Nord- und Nordostteil des steirischen Beckens transgredierend vor („Marin“ von Pinkafeld). Am Ostsaum der Koralpe ist damals eine Verschüttung vorher gebildeter Talrinnen mit grobem Wildbachschutt (= Schwanberger Schutt; Winkler, 1926/1, S. 53, 1927/5, S. 289, 1928/3, S. 319) entstanden. In den Savefalten können das untere konglomeratische Leithakalkniveau Tellers,¹⁾ die Tüfferer Mergel (Bittner, 1884, Teller, 1907, Petrascheck, 1927, S. 11) und der obere Leithakalk ins Torton eingereicht werden.

Obermiozän: Das Obermiozän ist überall einheitlich durch die „sarmatischen“ Ablagerungen vertreten. Im Bereiche der Savefalten hat das sarmatische Meer, wie seit langem bekannt, bis an den Fuß der Steiner Alpen hineingereicht, während es in der steirischen Bucht im West- und Südwestteil zurücktrat, gegen Norden (Hartberg, W. Brandl, 1930) und Osten hin (Transgression an der Schieferinsel östlich von Gleichenberg, Winkler, 1927/4, S. 418) aber an Raum

¹⁾ Dieses kann eventuell noch den früher erwähnten Schotterbildungen des steirischen Beckens entsprechen.

gewann. Im Südteil des steirischen Beckens macht sich inmitten des Sarmats das Vordringen eines, nach seinem Geröllbestand als Vorläufer der Drau anzusprechenden Flusses (= Carinthischer Deltakegel) geltend (Winkler, 1914, 1927/4, S. 397—400). Aus den nördlichen Kalkalpen und der Flyschzone ergoß sich im Sarmat über die quer in die nord-östlichen Ausläufer der Zentralalpen eingesenkte Wiener Neustadt-Ödenburger Pforte ein großer Schutt- und Deltakegel in das zurückweichende obersarmatische Meer (vgl. Winkler, 1928/2, S. 69—76, und Vendl, 1930, S. 107, 108).

Pliozän: Die Gliederung des Pliozäns am östlichen Alpenrand hat erst in neuester Zeit durch eingehende stratigraphisch-paläontologische Vergleiche mit jenem Osteuropas eine Abänderung und Klärung erfahren (vgl. Krejci-Graf, 1932, K.-G. und W. Wenz, 1931, Friedl, 1931). Leider besteht noch keine völlige Übereinstimmung in den Ansichten.

Die früher allgemein als „pontisch“ bezeichneten altpliozänen, kaspiackten (nach Krejci-Graf, 1932, S. 305) Ablagerungen des pannonischen Beckens und seiner Randgebiete werden nunmehr als Äquivalente der mäotischen Stufe Rumäniens und Rußlands aufgefaßt. Die im Wiener Becken früher auch als „levantin“ gedeuteten Paludinen-Tegelsande (Süßwasserschichten) werden von Krejci-Graf als Äquivalente der „pontischen“ Stufe Rußlands und der oberen Kongerienschichten Ungarns betrachtet, während Friedl dieselben Ablagerungen nur als eine höhere Abteilung des „Mäots“ ansieht und die Sedimente des russischen Ponts im Wiener Becken durch eine Schichtlücke markiert hält. Von Krejci und Friedl (1931, S. 24—26) werden für die Kongerienschichten + Paludinienschichten der Name „Pannon“, den W. Petrascheck (1925—1926/3, S. 2) und ein Teil der ungarischen Geologen schon seit längerer Zeit gebrauchten, vorgeschlagen. Noch anderer Auffassung sind D. Andrusov (1932, S. 98, 99) und St. v. Gaal (1932). Sie nehmen an, daß das Mäot Rußlands im pannonischen Becken durch die obersarmatischen Ablagerungen, nach Andrusov aber vielleicht auch noch außerdem durch einen Teil des Pannons vertreten ist. Demgegenüber vermutet Krejci-Graf (1932, S. 305), allerdings zweifelsohne mit Unrecht, ein Fehlen „obersarmatischer“ Ablagerungen¹⁾ in unseren Bereichen und demgemäß eine bedeutende Schichtlücke zwischen älterem Sarmat und Pannon.

Der momentane Stand der Kenntnis scheint dahin zu zielen, daß in unseren pannonischen Ablagerungen (Kongerienschichten + Paludinen-Tegelsanden), auf Grund der lichtvollen Ausführungen von Krejci-Graf, im höheren Teil die Äquivalente der pontischen Stufe Südrußlands, im tieferen Teil aber jene der mäotischen Schichten des Ostens vertreten sind, wobei freilich im Sinne von Andrusov und von Gaal mit der Möglichkeit gerechnet werden muß, daß die dem Mäot Rußlands entsprechenden Ablagerungen unserer Gebiete vielleicht auch noch unser Obersarmat mitumfassen. In den nachstehenden Erörterungen wird die Bezeichnung „Pannon“ im Sinne von Friedl und Krejci-Graf für den altpliozänen Komplex der Kongerienschichten + Paludinen-Tegelsande des Wiener Beckens gebraucht werden.

¹⁾ Vgl. hierzu Küpper H. und Bobies C. A. (1927, S. 7) und Winkler (1927/4, S. 422).

Im Bereiche der Savefalten sind die pannonischen Ablagerungen, z. T. kohlenführend, nur in dem östlichen Teile entwickelt, treten aber nicht mehr in das Laibacher Becken und auch nicht mehr in den Faltenbau der Tüfferer Zone ein.

Im steirischen Becken beschränken sich die pannonischen Ablagerungen im wesentlichen auf den nördlichen und nordöstlichen Teil (Winkler, 1913/2, S. 615), wobei der unterpannonische Horizont (Z. d. Cong. ornithopsis) schon in weiter Verbreitung (Gleichenberger Eruptivgebiet, Pinkafelder Bucht; Winkler, 1927/4, S. 423, und 1933/1, S. 91), festgelegt ist. Einem etwas höheren Horizont gehört das Auftreten eines speziell in der südöstlichen Steiermark erkennbaren Flußbettes (zeitweilige Trockenlegung = Kapfensteinerfluß) an, während noch höhere, etwa der Zone der *Congeria spathulata* angehörige Schichten sich besonders im südlichen Burgenlande (Gebiet von Stegersbach) in fossilreicher Entwicklung weit verbreitet zu erkennen geben (Winkler, 1933/2, S. 47—48). Ich stelle auch wesentliche Teile der sogenannten „Belvedereschotter“ der Umgebung von Graz und die Schotterschichten im Bereiche der Friedberg-Pinkafelder Teilbucht in ein höheres, pannonisches Niveau. Als jüngster Horizont sind die im Raume zwischen Raab und Kerka auftretenden, größeren Hangendschotter (= Silberbergschotter)¹⁾ und die ihnen äquivalenten vorbasaltischen Schotter im Gleichenberger Eruptivgebiete (Winkler, 1913/1, S. 462—465, 1927/2, S. 43—44) anzusehen. Aus der Verbreitung der pannonischen Ablagerungen ergibt sich das zeitweilige Vordringen von Flüssen in den sehr seichten See des steirischen Beckens und dessen vollständiger Rückzug gegen Ende des Pannons. Bezüglich der Gliederung und Verbreitung der pannonischen Ablagerungen im Wiener Becken sei auf die eingehenden Darlegungen von Friedl (1931, S. 17 ff.) verwiesen.

Höheres Pliozän: Die neueste, auf Krejci-Graf (1932, S. 336) zurückgehende Gliederung des höheren Pliozäns unterscheidet über dem Pannon noch die Horizonte des Cimmer und des Ruman, welche im großen und ganzen den bisher allerdings keineswegs gleichartig verwendeten und gleichartig abgegrenzten Stufen des Daz und Levantins entsprechen sollen. Die jüngeren Ablagerungen des Pliozäns sind am Ostalpenrand — mit Ausnahme der örtlichen, kohlenführenden Seeablagerung von Wöllan im Schalltal (= nördliche Savefalten) — nur durch Flußbildungen vertreten. Der Hauptteil der letzteren dürfte wohl noch dem obersten Pliozän (Ruman?) zugehören (Laaerbergschotter, Arsenalerschotter?, höherer Teil der Terrassenschotter des oststeirischen Beckens), während die cimmerische Zeit wohl nur sehr spärliche Ablagerungsreste uns hinterlassen hat.²⁾ Auf die schwierige Frage der Abgrenzung von Pliozän und Quartär, welche ein weiteres Ausgreifen erfordern würde, sei hier nicht eingegangen.

Aus allem geht hervor, daß die Grundlinien einer modernen Tertiärstratigraphie im Bereiche des östlichen Alpenrandes im großen und gan-

1) Vgl. auch Loczy, 1916, S. 498. Silberberg = Ezüsthegy.

2) Zahlreiche kleine, hochgelegene Reste von Geröllbildungen und Terrassenlehmen, wie sie speziell an den oststeirischen Basaltbergen auftreten, glaube ich hier einreihen zu können (1927/2).

zen — trotz einzelner noch bestehenden Lücken und Unsicherheiten in der Grenzführung — gegeben erscheinen, so daß eine Vergleichsmöglichkeit für die Feststellung und den Verlauf tektonischer und morphologischer Ereignisse innerhalb gewisser Grenzen vorhanden ist.

III. Teil. Die Mächtigkeit und Bedeutung jungtertiärer Aufschüttung am östlichen Alpenrande.

Der miozäne und altplozäne Abtragsschutt der östlichen alpinen Randschollen lagert in gewaltigen, in zeitlicher Folge vorwiegend nebeneinander aufgestapelten Schichtdepots in der pannonischen Ebene und in ihren Randbecken, dem inneralpinen Wiener Becken, der steirischen Bucht und in den allerdings später noch gefalteten und auch noch besonders stark abgetragenen Sedimentzonen der Savefallen.

In der Zeit des älteren (vortortonischen) Miozäns (Burdigal-Helvet), als tiefe Meeresbuchten sowohl am Nordsaume der Alpen entlang die Verbindung mit dem Molassemeer herstellten, als auch Meeresarme zeitweise bis tief in die Zentralalpen hinein — Klagenfurter Becken (Kahler, 1931/5) — vordrangen; als sehr ausgedehnte und weithin zusammenhängende linnische Senkungen große Teile der östlichen Zentralalpen überspannten und als schließlich das Meer die östlichen Südalpen bis an die julischen Alpen heran überflutet hatte (Miozän im oberen Savegebiet!), mußte der Schutt der inneren und westlichen Alpentteile naturgemäß schon in deren Bereich selbst zum Absatz gelangen. Damals wurde also dem steirischen Becken, der inneralpinen Wiener Bucht und den anschließenden Teilen der ungarischen Ebene nur der Schutt von den unmittelbar angrenzenden, über das Niveau der Meere und der Südwasserseen aufsteigenden östlichen Randerhebungen zugeliefert. Der Großteil des Alpenschutts blieb schon im Innern der Alpen und in den beiderseitigen, nördlichen und südlichen Randsenken liegen. Wenn wir trotzdem aus dieser Zeit am östlichen Zentralalpensaum (steirisches Becken) große Schichtmächtigkeiten feststellen können, gehen diese demnach nicht auf eine Anhäufung eines aus weitgedehnten Alpentteilen herbeigeschafften Materials, sondern auf eine Zufuhr von den damals zeitweilig in starker tektonischer Ausgestaltung befindlichen Randbergen zurück. Damit steht auch der lokale Charakter der Geröllbildungen im Einklang. Wir werden bei diesen Sedimenten eine rasche Mächtigkeitsabnahme gegen das pannonische Becken hin voraussetzen können.

Im „höheren Miozän“ sind, indem das Meer vom nördlichen Alpenrand und aus den inneralpinen Senken¹⁾ (mit Ausnahme der Savefallen) zurückwich, große Flußschotterkegel entstanden, welche nebst Material aus den Randbergen auch schon viel Geröllschutt aus inneren Alpentteilen mit sich brachten, und auf welche bereits verwiesen wurde.

¹⁾ Die marinen Schichten des Lavantales wurden mit den Ablagerungen der zweiten Mediterranstufe des steirischen Beckens parallelisiert. Sie sind aber bestimmt vortortonischen Alters. Denn trotz unmittelbarer Lagerung am Westsaume der Koralpe zeigen diese Marinbildungen keine Spur der auf der steirischen Seite vor und während des Torton aufgetretenen Blockverschüttung von diesem Gebirge her, die sich an der damals stärker gehobenen Westflanke der Koralpe noch viel deutlicher hätte ausprägen müssen.

Hiebei läßt das Fehlen größerer Schuttkegel, speziell solcher mit aus weiterer Ferne herbeigebrachtem Geröllmaterial, im inneralpinen Wiener Becken, dagegen das Auftreten mächtiger Schuttmassen im außeralpinen Wiener Becken, besonders nördlich der Donau (Weinviertel usw.), mutmaßen, daß schon in diesem letzteren Raume ein wesentlicher Teil des miozänen Abtragungsschutts der nordöstlichen Alpen zu suchen ist, von dem wohl hauptsächlich nur feines Material in den Nordteil des inneralpinen Wiener Beckens gelangen konnte.

In der altpliozänen (pannonischen) Zeit liegen die Verhältnisse noch ähnlich, wobei sowohl am Saume der Zentralalpen wie im inneralpinen Wiener Becken die Mündungen der Randgebirgsflüsse, zeitweise ostwärts bis an und in die ungarische Ebene vorgeschoben, feststellbar sind (verschiedene pannonische Flußbildungen im Steirischen Becken, zentralalpiner Schuttkegel im südlichen Wiener Becken bis zur Wiener-Neustädter Pforte reichend usw.). Von einem Vorläufer der Drau, der gegenüber jenem des Sarmats seinen Lauf nunmehr schon südwärts verlegt hatte, geben wohl Kalkgeröll führende, pannonische Schotter bei Luttenberg (östliche Windische Büheln zwischen Mur und Drau) eine Andeutung.

Erst die nachpannonische (höherpliozäne) Zeit schuf eine grundlegende Änderung, indem sie die Flüsse zwang, den durch die Hebung zurückweichenden, stehenden Gewässern bis tief in die pannonische Ebene zu folgen. Erst jetzt rückt die Zone der Aufschüttung vom Alpenrand weg, um im höheren Pliozän sich auf die Räume der großen ungarischen Ebene, speziell auf die Gebiete beiderseits der Theiß und das Slavonische Becken, zu beschränken. Die Zufuhr des auf seinem Wege naturgemäß weitgehend verkleinerten Materials muß dorthin schon im Jungpliozän und Quartär, wie im Gegensatze zur Annahme L. von Loczys (1916) und anderer hervorgehoben werden muß, durch einen Vorläufer der heutigen Donau erfolgt sein, da auch für diese Zeiten die Annahme des Bestandes einer Hauptentwässerung der nördlichen österreichischen Alpen und des Südtails der böhmischen Masse¹⁾ nicht zu umgehen ist. Übrigens setzt auch Schafarzik (1918) für den ungarischen Bereich die Existenz einer quartären Donau schon voraus.

Wenn dagegen die Zusammensetzung der nach Schlesinger (1916) ins Mittel- und Oberpliozän gestellten Terrassenschotter des Wiener Beckens (Laaerbergsschotter, Arsenalsschotter) ins Treffen geführt wird, so habe ich schon 1928 darauf verwiesen, daß das Fehlen der kalkalpinen Gerölle wahrscheinlich ein sekundäres ist, indem nur die widerstandsfähigen, der Lösung widerstehenden Komponenten (Buntsandsteine, Hornsteine, verkieselte Kalke usw.) erhalten bleiben konnten und tatsächlich auch vorhanden sind. Es handelt sich also um verarmte Schotter, wie sie in den jüngstpliozänen Schotterdecken des nördlichen Alpenvorlands vielfach bekannt und in ihrer Erscheinungsform vermutlich durch klimatische Einflüsse zu erklären sind.

¹⁾ Natürlich unbeschadet verschiedener, seither erfolgter, mehr oder minder örtlicher Verlegungen der Wasserscheide zwischen pannonischem und nördlichem Bereiche, wie solche im Böhmerwalde durch Kinzl u. a. erwiesen wurden.

Kürzlich hat F. Zeuner (1933) in überzeugender Weise den großen Einfluß dargetan, den klimatische Vorgänge für die Zusammensetzung und Umbildung der Schotter besitzen. Auch Ralph von Königswald (1930) weist darauf hin, daß die pliozänen Ablagerungen Deutschlands, auch wenn die Flüsse ihr Material „aus sicher kalkigen Ablagerungen bezogen“, frei von Kalk sind (S. 13). Als Ursache für die Besonderheiten der pliozänen Schotter wird vom Autor in Übereinstimmung mit Hucke (1928), Hesemann (1930) u. a. ein „arides“ Klima vorausgesetzt, wenngleich betont wird: „Ein Rätsel bleibt die ausgesprochene Kalkfreiheit dieser Schichten“ (S. 13).¹⁾

Jedenfalls liegt der alpine Abtragsschutt aus der Zeit des höheren Pliozäns (und des älteren Quartärs) im wesentlichen schon im Bereiche der großen Ungarischen Tiefebene, jener der jungdiluvialen und alluvialen Zeit aber in der Walachischen Ebene und im Schwarzen Meer.

Die nachfolgenden, speziell auf die Ergebnisse neuer Bohrungen gegründeten Angaben werden zeigen, daß es sich bei den meist nebeneinander abgelagerten und in tektonischen Depressionen aufgehäuften Abtragsprodukten der Ostalpen (speziell des Alpenrandes) um ganz gewaltige Sedimentmächtigkeiten handelt. Es ist aber gegenwärtig jedenfalls noch unmöglich, einen mittleren, durchschnittlichen Mächtigkeitswert dafür zu errechnen. Hierzu ist uns die Tiefe der Randbecken, in welcher nur vereinzelte Bohrungen den Grund erreicht haben, viel zu wenig bekannt und entsprechen die mit jungen Sedimenten bedeckten Schollen einem unregelmäßigen, mit den Methoden geologischer Forschung nicht aufzuhellenden und jedenfalls sehr veränderlichen Mittelgebirgsrelief. Es sollen daher im folgenden gewissermaßen nur stichprobenweise Angaben über festgestellte Maximalmächtigkeiten oder Mächtigkeitswerte überhaupt aus den Bereichen des östlichen Alpenrandes zusammenfassend mitgeteilt werden.

Älteres Miozän (siehe Taf. VII, Fig. 4). Der südwestliche Teil des Steirischen Beckens (Eibiswald-Wieser Teilbucht) war im älteren Miozän eine Zone mit besonders starker Anhäufung alpinen Randschutts (vgl. hiezu Winkler, 1913/2, 1926/1, 1927/1, 1929/2, und Kieslinger, 1924). Für die ins unterste Miozän eingereichten Radel-Blockschotter und ihre (vielleicht noch aquitanen) Basisschichten nehme ich eine maximale Schichtmächtigkeit bis zu etwa 1500 m an, welche allerdings in dieser Größenordnung nur in einer räumlich beschränkten, tektonisch niedergebrochenen Randsenke des miozänen Vorläufers der Koralpe aufgehäuft wurde.²⁾

Wie auf Grund genauer Prüfung zahlreicher Profile ermittelt werden konnte, lagert dem Radelschotter ein abermals sehr hedeutender Schicht-

¹⁾ Ganz analoge Beobachtungen konnte ich auch im südweststeirischen Tertiärgebiet bei Leutschach machen, wo höhergelegene (vermutlich jüngstpliozäne) Terrassenschotter, obwohl sie nachweislich von nur ganz kurzen Gerinnen, welche in einem sehr viel Kalkgeröll enthaltenden miozänen Schottergebiet ihren Ursprung hatten, aufgeschüttet wurden, doch keine kalkigen Komponenten mehr erkennen lassen.

²⁾ Vgl. zu diesen Ausführungen das Profil bei Winkler, 1929/2, S. 525 (Fig. 4), welches der Kosten halber hier nicht reproduziert werden kann.

komplex auf, welcher, wie der vorgenannte, aus den nur wenig weit transportierten Abschwemm Massen der alten Korallpengehänge besteht und bei stetigem Wechsel von Schotter, tonigem Sand und Sand wohl als das Erzeugnis einer in langdauernder Senkung begriffenen Schwemmebene vor dem altmiozänen Gebirge anzusehen ist. In der Achse der Senkung ergibt die Berechnung Schichtmächtigkeitswerte bis zu 1600 m!¹⁾ Die schon am Rande der altmiozänen Senke angesetzte Bohrung vom Oberhaag ist in 381 m Tiefe in den unteren Eibiswalder Schichten steckengeblieben (Radimsky 1875).

Bei diesen, über 3000 m betragenden Aufschüttungswerten des Alt-miozäns muß berücksichtigt werden, daß die Materialzufuhr hierbei nur von einem einzigen, räumlich nicht allzu ausgedehnten Gebirgsstock her, wie die Geröllzusammensetzung und Geröllgröße ergibt, erfolgt ist.

Die Mächtigkeit der vermutlich gleichaltrigen „marinen Sandsteine und Mergel“ am Poßruck ist ebenfalls bedeutend, wenn auch geringer. Genaue Werte anzugeben, ist mir hier derzeit nicht möglich.

Mittelmiozän (Taf. VII, Fig. 3). Die schon dem „Helvet“ zugeordneten „höheren Eibiswalder Schichten“, welche räumlich weit nach Norden vorgreifen und wahrscheinlich mit jenen des Mürztals in direkter Verbindung standen,²⁾ sind im Steirischen Becken durch mehrere Bohrungen in ihren Teilmächtigkeiten festgelegt. Die Bohrung von Brunn bei Wies hat die untere Abteilung (= mittlere Eibiswalder Schichten [über dem Eibiswalder Flöz]) durchörtert, wobei eine Tiefe von 368 m erreicht wurde, während zahlreiche neue Cráliusbohrungen in den Jahren 1921—1925 den hangenden Schichtkomplex (= obere Eibiswalder Schichten) in einer Mächtigkeit bis zu 285 m (= Schichten über dem Wieser Flöz) durchsunken haben (Hießleitner, 1926), wobei aber höhere, nicht durchbohrte Schichten noch bis etwa 200 m über den Bohrpunkten das Hügelland aufbauen. Noch mehr als 30 km nördlich hat die Bohrung von Mooskirchen, welche nach den mir vorliegenden Bohrproben, meiner Auffassung nach, zur Gänze in den oberen Eibiswalder Schichten verblieben ist,³⁾ eine Schichtmächtigkeit von 370 m ergeben, ohne die Ablagerung zu durchsinken. Die Gesamtmächtigkeit der höheren Eibiswalder Süßwasserschichten kann demnach auf bis 800 m geschätzt werden. Rechnet man hierzu noch die konkordant auflagernden „marinen“ Ingressionsschichten (Florianer Tegel [Pölser Mergel und obere marine Sande]), deren Mächtigkeit ich auf 200—300 m schätzen möchte, so erhält man für die ins sichere Helvet gestellten Schichten des weststeirischen Beckens einen Mächtigkeitswert von etwa 1000 m.

Marine Konglomerate und Schlier (oberes Helvet oder basales Torton?). Die über den Florianer Tegeln (bzw. über den Eibiswalder Schichten) folgende Konglomerat- und Schotterentwicklung

1) Dabei sei betont, daß die guten Aufschlüsse deutlich erkennen lassen, daß Störungen im Schichtenbau nur eine ganz untergeordnete Rolle spielen und demnach keine, etwa durch Schuppungen vorgetäuschten Mächtigkeiten vorliegen.

2) Als Reste der einzigen verknüpfenden Schotterbedeckung betrachte ich die zuletzt von Göttinger (1931, S. 115—119) beschriebenen „Augensteine des Hochlantschgebets“ (siehe S. 258).

3) Vgl. W. Waagen (1927), welcher allerdings den tieferen Teil der im Bohrloch angefahrenen Schichten als Gosaukreide deuten möchte.

im südwestlichen steirischen Becken (Arnfelder Konglomerate, Leutschacher Sande, Kreuzberg-Konglomerate) zeigen ebenfalls beträchtliche Mächtigkeiten, die allerdings bei dem starken Ineinandergreifen verschiedener Fazies und bei dem Fehlen von Bohrungen schwieriger festzustellen sind, die ich aber auch bis auf 600 m schätze. Der „Schlier“, in den diese im Grenzbereiche zwischen Meer und Festland entstandenen Schuttbildungen übergehen (am NO-Saum des Poßruckgebirges), ergab bei genauer Überprüfung eine Mindestmächtigkeit von 1500 m. In den untersuchten Profilen war die aufgerichtete, aber durch Brüche und Scherflächen nur untergeordnet beeinflusste Schichtfolge fast lückenlos aufgeschlossen (siehe Taf. VII, Fig. 2). Allerdings sind im tieferen Teil dieser Serie, soweit die bisherigen Feststellungen reichen, auch noch Äquivalente des Florianer Tegel (vielleicht auch noch jene eines Teils der oberen Eibiswalder Schichten) enthalten.

Die Mächtigkeit der Süßwasserschichten und Hangendkonglomerate in Ostkärnten und in der Fohnsdorfer Mulde.

Sehr bedeutende helvetische Schichtmächtigkeiten sind im ostkärntnerischen Lavanttal festgestellt worden; und zwar bei Vorherrschen ganz feinkörniger Schichtfazies. Die Bohrlöcher von St. Stefan und St. Marein sind bei Tiefe von 600 m im Miozän verblieben. Von den angetroffenen Schichten entfallen allein 470 m auf die noch nicht durchsunkenen Marinschichten (bituminöse Mergel und Mergel; vgl. W. Petrascheck 1926/3, S. 3). Unter Berücksichtigung der von Petrascheck mitgeteilten Bohrdaten der Profile von St. Marein und Wolkersdorf kann die Mindestmächtigkeit des helvetischen Miozäns auf 800 m geschätzt werden, wozu aber noch zu bemerken ist, daß das Liegende nicht erreicht wurde und das Hangende bei den Bohrpunkten abgetragen ist.¹⁾ Auf Grund kurzer Begehungen im Gebiete von St. Margareten, westlich von Wolfsberg, möchte ich vermuten, daß die von Petrascheck (a. a. O. S. 4) angedeutete Möglichkeit zu Recht besteht, wonach am westlichen Rande des Beckens Liegendschichten des Miozäns auftreten. Nach ihrer Fazies könnten sie bezüglich ihrer oberen Teile (Sande, Tegel und Kleinschotter) mit den höheren Eibiswalder Schichten, bezüglich ihrer tiefen Partien (Grobschotter und Blockschotter) aber mit den unteren Eibiswalder Schichten in Parallele gestellt werden. Trifft diese Vermutung zu, so wären im Lavanttal weit über 1000 m — unter Berücksichtigung des abgetragenen Hangend —, vielleicht 1500—2000 m mächtige Schichtaufhäufungen in der Zeit des älteren Miozäns anzunehmen, die auch Teile der Koralpe und Saualpe überdeckt haben dürften.

In Übereinstimmung mit diesen Resultaten steht auch die große Mächtigkeit der zweifelsohne ebenfalls ins Helvet zu stellenden Hauptmasse der Schichtfüllung der obersteirischen Kohlenmulden, insbesondere des Fohnsdorfer Beckens. Der Wodzickyschacht hatte im Jahre 1925 mit einem Gesenke, wie Petrascheck (1925—1926/1, S. 8) mitteilt, schon eine Tiefe von 870 m erreicht, „so daß ein Muldentiefstes von

¹⁾ Mit Petrascheck (1925—1926/2, S. 3) betrachte ich die am Ostsaum des Lavantaler Beckens, am Rand der Koralpe, festgestellten Blockschotter als jüngste Auffüllung des Lavanttals und vergleiche sie mit den annähernd die Helvet-Tortongrenze markierenden Konglomeraten der südweststeirischen Bucht.

1200 m nicht unwahrscheinlich ist“. Hierzu kommen noch die nach den Bergbauaufschlüssen nach der Tiefe der Mulde zu an Mächtigkeit zunehmenden „Liegendensandsteine“ und die den Südsaum des Beckens bildenden Hangendblockschotter. Letztere entsprechen, wie ich mich bei Begehungen zwischen Weißkirchen und Groß-Lobning überzeugen konnte, nach ihrer Blockschotterfazies den analogen Schottermassen des Steirischen Beckens, welche dort das Ende des Helvets, bzw. den Beginn des Torton markieren. Auch in der Fohnsdorfer Mulde wird man daher mit einer ursprünglichen Ablagerungsmächtigkeit helvetischer Schichten (einschließlich der Hangendschotter) von 2000 m rechnen müssen, deren Verbreitung nach den Lagerungsverhältnissen auch noch eine viel ausgedehntere als gegenwärtig gewesen sein muß.

Die Mächtigkeit tortonischer Ablagerungen am östlichen Alpenrand.

Mächtigkeit des Torton in den Savefalten.

In der genau erforschten inneren Zone der Savefalten (Tüfferer Faltenmulde) erscheinen die Mächtigkeiten des Torton auffallend gering. W. Petrascheck (1927, S. 14) gibt für Leithakalke und Tüfferer Mergel zusammen nur 200 m an. Die Ursache liegt hier wohl darin, daß man sich im Bereiche einer das ganze Miozän überdauernden, ausgedehnteren Restgeosynklinale der Ostalpen befindet, deren Bereich von mittelmiozänen Hebungen und Störungen nur in geringem Maße betroffen wurde und daher auch von aufgewölbten Zonen nur wenig Schutt zugeliefert erhielt.

Die tortonischen Ablagerungen Südweststeiermarks, welche mächtige Leithakalkmassen enthalten (am Buchkogel zirka 250 m), können mit einer Maximalmächtigkeit von 500—600 m in Rechnung gestellt werden.

Die Mächtigkeiten der mittelmiozänen Schuttbildungen und des Torton am Nordostsporn der Zentralalpen. (Siehe Taf. VII, Fig. 1.) An der Ostflanke des Wechsels (Nordostsporn der Zentralalpen) treten, wie erwähnt, ebenso wie in Südweststeiermark, sehr mächtige mittelmiozäne Schuttbildungen auf, die unter dem Namen „Sinersdorfer Konglomerate“ bekannt sind (Mohr, 1923, Winkler, 1927/3, 1933/3). Der tiefste Teil dieser groben Schuttmassen, welche nebst Wildbachschottern eckigen (Muhren-)Schutt enthalten, läßt sich in seiner Mächtigkeit, mangels einer ausgesprochenen Schichtung und starker bruchförmiger Zerstückelung, schwer genauer abschätzen. Doch hat schon Mohr auf Grund der Aufschlüsse beim Bau des großen Hartberg-Tunnels (1913, S. 45—47) auf die große Mächtigkeit der tieferen Abteilung verwiesen. Für die höhere Partie, welche ich als Fluß- und Bachablagerung, nur z. T. als Wildbachschotter, deute, glaube ich auf Grund der Abmessung der begangenen Profile eine maximale Mächtigkeit bis zu etwa 1500 m annehmen zu können.

Die über den Sinnersdorfer Konglomeraten gelagerten tortonischen Marinbildungen (Gebiet von Pinkafeld) schätze ich auf 500—600 m mächtig. Eine im oberen Teil der Schichtfolge angesetzte Wasserbohrung hat eine Tiefe von 190 m erreicht und ist bis zu einem Schotter vorgedrungen, der nach den obertägigen Aufschlüssen schon einem höheren Niveau der Marinserie angehört (Winkler, 1933/1, S. 88).

Die Mächtigkeit des Torton im inneralpinen Wiener Becken. Im inneralpinen Wiener Becken sind leider Bohrungen bis zum Beckenuntergrund noch nicht vorgedrungen. Die nahe dem Beckensaum angesetzte 600 *m*-Bohrung von Liesing hat über 410 *m* marine, z. T. schlierartige Schichten des Torton¹⁾ durchsunken und ist in diesem verblieben (Toula, 1914). Wenn man die aus den Untersuchungen von Friedl (1929, 1933) hervorgehende bedeutende Zunahme der (jüngeren) Schichtmächtigkeiten gegen das Innere des Wiener Beckens (speziell östlich des großen Leopoldsdorfer Bruchs) in Rücksicht zieht und ein ähnliches Verhältnis auch schon für die tortonischen Ablagerungen voraussetzt, so wird man die Annahme Friedls, daß das Torton im Beckeninnern Mächtigkeiten bis 1000 *m* aufweisen kann (1927, S. 11), durchaus für wahrscheinlich halten. Die neue Bohrung II bei Oberlaa ist, wie Friedl angibt (1933, S. 51), trotzdem sie noch im stehengebliebenen Flügel westlich des großen Bruches angesetzt ist, ähnlich wie die Bohrung von Liesing, nach Durchsinken von 300 *m* tortonischen Schichten in diesen noch verblieben.

Die Mächtigkeiten der obermiozänen sarmatischen Schichten.

Bezüglich der Mächtigkeit der obermiozänen sarmatischen Schichten der steirischen Bucht kann, dank der Tiefbohrung von Radkersburg, eine genauere Angabe gemacht werden. Diese Bohrung verblieb in einer Tiefe von 400 *m* im Sarmat (Petrascheck 1930, S. 195), wobei aber das aus sarmatischen Schichten aufgebaute Hügelland noch bis 150 *m* über das Bohrloch aufsteigt. Man wird eine Mächtigkeit des Sarmats von 550—600 *m* voraussetzen können. Im Bereiche des bezüglich seiner sarmatischen Sedimente genauer studierten Gleichenberger Eruptivgebiets, an dessen Ostsaum das Sarmat über auftauchendes, altes Schiefergebirge transgrediert, sind die Mächtigkeitswerte naturgemäß etwas geringer, aber immer noch auf 350—400 *m* zu veranschlagen. Ähnliche Werte gelten für das Wiener Becken.

Wenn wir für das gesamte Miozän die in den Zonen besonders starker Anhängung gewonnenen Mächtigkeitswerte addieren, so erhalten wir eine Schichtstärke von über 6000 *m*! Es sei aber ausdrücklich betont, daß es sich hierbei z. T. nicht um übereinanderliegende, sondern um nebeneinander und häufig nur in lokalen Senken gebildete Anhäufungen handelt. Immerhin wird man im ost- und weststeirischen Becken gegenwärtig noch — wo bereits ein Teil der Schichtfolge abgedeckt ist — eine miozäne Schichtmächtigkeit in der Nordhälfte wohl bis zu 1000 *m*, im südlichen Teil aber vermutlich eine noch wesentlich größere voraussetzen können. Insbesondere im Südostteil (zwischen Spielfeld, Mureck und Radkersburg) sind höhere Werte zu erwarten.²⁾

Die Mächtigkeit der pannonischen Schichten am östlichen Alpenrand.

Die nur im nördlichen und östlichen Teil des steirischen Beckens verbreiteten pannonischen Ablagerungen zeigen nicht den vollen, dieser

¹⁾ In Übereinstimmung mit der neuen Auffassung von Friedl wird vorausgesetzt, daß im inneralpinen Wiener Becken (südlich der Donau) helvetischer Schlier nicht mehr entwickelt ist, sondern die Beckenfüllung erst mit dem Torton beginnt.

²⁾ Eine Bohrung auf artesisches Wasser in Untervogau bei Straß (nördlich von Spielfeld) hat bis zur Tiefe von 140 *m* nur einförmige Schliermergel durchsunken, in denen sie auch verblieben ist.

Stufe ansonsten entsprechenden Mächtigkeitwert, da hier im Altplozän z. T. ein fluviatiles Durchzugsland (mit Schichtlücken) vorlag. Nur der untere, in typischer „kaspibracker“ Facies ausgebildete Teil dieser Schichten ist auf steirischem Boden faunistisch gut belegt. Das Profil der von mir in Untersuchung befindlichen Bohrung von Fürstenfeld zeigt bis zu seinem Endpunkte, bei 1415 m, nur älteres Pannon. Unter Berücksichtigung der über den Bohrpunkt gelegenen, das anschließende Hügelland zusammensetzenden pannonischen Schichten ergäbe sich eine Mindestmächtigkeit von 300 m, die jedoch, wie im nächsten Abschnitt gezeigt wird, noch durch eine abgetragene Decke von etwa 200 m Stärke zu ergänzen ist, so daß eine Gesamtmächtigkeit von etwa 500 m resultieren würde. Dabei ist aber noch auf vorhandene Schichtlücken zu achten und auch darauf, daß die Mächtigkeiten der obersten pannonischen Horizonte, die nur mehr lokal (entlang von Flußtälern) zur Ablagerung gelangt sind, in diesem Werte noch nicht enthalten sind. Wir müssen weiter nach SO hinausgehen, um die vollständige Mächtigkeit des Pannons zu erhalten, welche sich hier als erstaunlich groß erwiesen hat. In der Bohrung von Budafapuszta (Com. Zala) im untersten Murgebiet, — eine Örtlichkeit über 50 km südöstlich des Gleichenberger Eruptivgebiets gelegen —, welche eine Tiefe von 1737 m erreicht hat, wurde noch bei 1526 m die für Unterpannon bezeichnende *Congeria banatica* angetroffen (v. Papp, 1932, S. 122, Pavai-Vajna, 1930, S. 150). Das gleiche Gestein hielt bis zur Tiefe von 1737 m an. Mit Berücksichtigung der im Bereiche des Bohrpunktes bereits abgetragenen Hangendschichten des Pannons, wird dessen Gesamtmächtigkeit auf etwa 2000 m geschätzt.

In den Savefalten sind ebenfalls bedeutende Mächtigkeiten pannonischer Ablagerungen festgestellt worden. Tornquist schätzt die Mächtigkeit des Pannons am Südsaum des Samoboregebirges, des südöstlichsten, vom Karste abzweigenden Inselgebirgszuges der Südalpen, auf 800 m (1918, S. 75), W. Petrascheck (1927, S. 12) gibt die Mächtigkeit des Pannons in Zagorien, im Süden des Ivancicegebirges, zu 1000—1400 m an. Nördlich der Ivancica wurde in pannonischen Schichten bei Poganec 800 m tief gebohrt (Petrascheck 1926/3, S. 26).

Im inneralpinen Wiener Becken haben die von Petrascheck (1921/22) und von Friedl (1927, 1931) beschriebenen und ausgedeuteten Bohrungen von Lanzendorf im südlichen Teil und von Landshut im nördlichen Teil sehr genaue Daten geliefert. Während das Pannon in der Bohrung von Lanzendorf (südlich der Donau) nur eine Mächtigkeit von 680 m aufzeigt, steigt nördlich der Donau die Mächtigkeit an (Landshut 800 m), so daß Friedl unter Berücksichtigung der abgetragenen Hangendpartien „in den zentral gelegenen Synkinalregionen des Wiener Beckens“ eine Maximalmächtigkeit von über 1000 m vermutet (1931, S. 23).

Die Mächtigkeit der pannonischen und jüngeren Ablagerungen im ungarischen Becken.

Es ist von Interesse, mit den vorerwähnten Daten die Schichtmächtigkeiten im pannonischen Becken selbst zu vergleichen. Leider liegen mir aus der kleinen ungarischen Tiefebene (außer der schon erwähnten Bohrung von Budafa) nur wenig Daten über tiefere Bohrungen vor.

L. von Loczy (1916, S. 452) wollte den pannonischen Schichten in der Nähe des Balaton-Sees, „besonders jenen an seinem Südrande die Grenzwerte von 265—318 *m*“ zumessen. Hier erscheint aber die Abtragung unterschätzt, indem er ein Hinaufreichen der pannonischen Sedimentation nur bis 300 *m* Seehöhe annahm. Doch fand ich auf der Basalthöhe des Somlohegy (Schomlauerberg), der 435 *m* hoch ist, noch Quarzgerölle, was nebst anderen Momenten für eine weitergehende spätpannonische Zuschüttung der kleinen ungarischen Ebene spricht. Für die vom Bakonyerwald entfernten Teile der kleinen ungarischen Ebene vermutete übrigens auch Loczy größere Schichtmächtigkeiten des Pannons. Sie dürften sich nach den früher erwähnten, in Steiermark und im unteren Murgebiet gewonnenen Daten nicht viel unter 1000 *m* halten, z. T. aber wohl noch größer sein.¹⁾

In der großen ungarischen Ebene haben verschiedene Bohrungen bedeutende pannonische Schichtmächtigkeiten ergeben. In der Bohrung von Hajdu-Szoboszló erwies sich das Pannon 1274 *m* mächtig (Papp, 1933, S. 125). In der Bohrung von Baja (Com. Bacsbodrog, nahe der Donau) ergab sich eine Mächtigkeit des pannonischen weißen Mergels mit 1000 *m*, noch in den höheren Partien durch Fossilien als tieferes Pannon gekennzeichnet.

Es folgt aus diesen Angaben, daß unbeschadet bedeutender Schwankungen der Mächtigkeiten doch ausgedehnte Teile der kleinen und großen ungarischen Ebene mit bis zu über 1000 *m* mächtigen pannonischen Schichten zugefällt sind.

Die dem Oberpliozän und vielleicht z. T. auch dem Altquartär entsprechenden levantinen Ablagerungen (Ruman nach Krejci-Graf),²⁾ die in der großen ungarischen Ebene auftreten,³⁾ sind nach Loczy durch eine Bruchstörung im Gebiete südöstlich des Plattensees vom Paunonbereich getrennt. Die Bohrung von Nagy-Beckerek hat für das obere und mittlere Levantin eine Mächtigkeit von nahezu 400 *m* ergeben (Papp, 1932, S. 121). Nach Pavai-Vajna ist die obere Grenze der Pannonschichten, also die Basis des Levantins, auf Grund der neueren Bohrungen im Bereiche der großen Alfölds zwischen 151 und 870 *m* festgestellt. Von den Schichten der jüngsten Füllung fällt nur ein kleinerer Teil aufs Diluvium. Es gab also auch noch im höheren Pliozän mächtige Aufschüttungen im Bereiche der pannonischen Ebene.

Vereinigen wir die Werte maximaler Schichtaufhäufung am Alpen-saume aus der Zeit des älteren Miozäns (Burdigal + Helvet), welche auf 3500 *m* geschätzt wurde, mit jenen des höheren Miozäns (zirka 2500 *m*) und mit jenen des Pliozäns im Bereiche der ungarischen Ebene (2000 bis 2500 *m*), so erhalten wir, ohne Berücksichtigung der jüngsten, erst in der Walachei und im Donaumündungsgebiete niedergelegten Abtragsprodukte, eine Gesamtmächtigkeit des aufgehäuften Abtrags-schuttles von

¹⁾ Nach A. Benda (1933) verblieb die Bohrung von Celldömölk bei 303 *m* Tiefe in mittelpannonischen Schichten.

²⁾ Bezeichnung für den „pliozänen“ Anteil.

³⁾ Bei den von Sümeghy (1923) dem Levantin parallelisierten Schichten der kleinen ungarischen Ebene dürfte es sich analog den Paludinen-Tegelsanden des Wiener Beckens, im Sinne von Loczy, z. T. um eine Süßwasserfazies des höheren Pannons handeln.

zirka 8000 bis 9000 *m*. Gewiß ist die durchschnittliche Schichtfüllung der großen pannonischen Senke und ihrer Randteile (Steirisches Becken, Wiener Becken und Savefalten) wesentlich geringer. Es ist natürlich auch zu beachten, daß das in aufeinanderfolgenden Zeiten z. T. nebeneinander aufgehäuften Material bis zu einem gewissen Grad aus der Umlagerung älteren Abtragsschuttes hervorgegangen ist, so daß die angegebenen maximalen Mächtigkeitswerte nur der Summe der in den Zonen stärkster Senkung jeweils maximal aufgestapelten Schichtmassen entsprechen, während der Abtrag vom alpinen Grundgebirge etwas geringere Werte ergeben müßte. Immerhin kann die Füllung des inneralpiner Wiener Beckens mit tertiären Ablagerungen nach den vorliegenden Daten in den inneren Teilen auf 2000 bis 3000 *m*, jene der kleinen ungarischen Ebene, speziell im Südtail, auch noch höher geschätzt werden, während die Bohrungen in dem östlichen Teil der großen ungarischen Ebene, welche bis auf Grundgebirge niedergestoßen wurden, nach von Papp (1932, S. 1923 ff.) jungtertiäre Mächtigkeiten¹⁾ von nur 1600 bis 1700 *m* (Hajdu-Szobozlo), bzw. von 1300 (1600 *m*?) (Debreczen) ergeben haben. Es erscheint auch durchaus verständlich, daß sich die abnormen Mächtigkeitswerte am Saum des jeweiligen Gebirges, am Rande der miozänen und pliozänen Senkungen vorfinden und daß eben ein großer Teil des Abtragsschuttes, insbesondere das grobe Material, schon hier liegenbleiben mußte.

Die ermittelten Werte geben uns einen Fingerzeig für die große Bedeutung junger Abtragung. Schon der Versuch, den miozänen Abtragsschutt, der im Bereiche des steirischen Beckens zum größeren Teil von den Randbergen abstammt und nicht aus dem Alpeninnern herbeigeschafft wurde, auf das Gebirge wieder aufzutragen, zeigt, daß dessen Oberfläche durchschnittlich wohl eine Erhöhung um mindestens 1000 *m* erfahren würde. Wenn wir auch noch den pliozänen Abtragsschutt hinzufügen, so rückt das Landniveau zu Miozänbeginn noch höher hinauf und jedenfalls hoch über die heutige Oberfläche des Gebirges. Schon hiedurch erscheint die Möglichkeit, der Erhaltung nicht verschütteter, bzw. nicht wiederaufgedeckter Landoberflächenteile aus der Miozänzeit in den östlichen Randbergen der Alpen sehr in Frage gestellt.

IV. Die Feststellung jungen Abtrags auf Grund des Lagerungsbildes im miozän-pliozänen Schichtbereiche.

Hatten uns die Mächtigkeiten jungtertiärer Aufschüttung am östlichen Alpenrande schon das große Ausmaß flächenhafter Denudation eindringlich vor Augen geführt, so soll nun auf Grund der aus dem Schichtenbau jungtertiärer Bereiche ablesbaren Werte die Größe der Abtragung örtlich direkt festgelegt werden.

Denudationen im Bereiche der Radel-Antiklinale.

Wie die Betrachtung des schon herangezogenen Profils in meiner Arbeit über das Radelgebirge (1929/2, S. 525, Fig. 4) erkennen läßt, muß eine gewaltige flächenhafte Denudation im Radelgebirge nach Ablagerung des älteren Miozäns (Burdigal + älteres Helvet) erfolgt sein. Denn es handelt

¹⁾ Das Miozän erscheint hier nur gering mächtig ausgebildet.

sich beim „Radelschotter“ und den ihm aufgelagerten „unteren Eibiswalder Schichten“ um eine mächtige einheitliche Schichtfolge, welche auf etwa 20 km Länge bei sehr gleichmäßiger, mittelsteiler Lagerung mit ihren Schichtköpfen südwärts in die Luft ausstreicht. Es ist die Annahme unausweichlich, daß die Fortsetzung dieser Schichten tatsächlich die Wölbung des Radels einst überdeckt hat und große Sedimentmassen von dort durch Abtragung entfernt wurden,¹⁾ wenn auch eine Mächtigkeitsabnahme der Schichten gegen Süden hin, mit Entfernung von ihrem nordwestlichen Herkunftsgebiete, durchaus wahrscheinlich erscheint. In der an die Radelwölbung im Süden anschließenden, tertiärerfüllten Synklinale, südlich der Drau, sind hauptsächlich nur die tiefsten tertiären Horizonte (Basisschichten des Radelschotters und dieser selbst) entwickelt. Im östlichen Teil dieser Zone konnte jedoch, im Liegenden des dort eingefalteten Schliers, ein Komplex festgestellt werden, der den Eibiswalder Schichten entspricht (Winkler, 1928/4, S. 71—72). Jedenfalls ist man zur Annahme berechtigt, daß über der Wölbung des Radelgebirges Schichten in einer Mindestmächtigkeit von 1500 m vollständig weggeschafft wurden. Das Alter der Abtragung läßt sich insofern einengen, als einerseits die Bewegungen, die an der Torton-Helvetgrenze im südweststeirischen Becken nachweisbar sind, zweifelsohne auch eine Aufwölbung und Abtragung am Radel eingeleitet haben werden; andererseits spärliche Reste hochgelegener Abtragsflächen, welche nach Analogie mit später zu erwähnenden Niveaus als mittelplozän gedeutet werden können, eine obere Grenze für die hauptsächlich, flächenhafte Erniedrigung des Radelkammes abgeben, unbeschadet natürlich noch späterer, weitgehenderer, linearer Zerschneidung des Gebirges.

Der flächenhafte Abtrag des Radelgewölbes dürfte demnach speziell die Zeiten des Torton, Sarmats und Altplozäns umfaßt haben.

Junge Abtragung an der Remschnigg-Antiklinale.²⁾

Noch viel eindringlicher läßt sich der Abtrag einer nach vielen hunderten Metern, wahrscheinlich bis über 1000 m betragenden Schichtdecke an dem plozänen Faltenwall des Remschnigg feststellen. An diesem nach O absinkenden, aus kristallinen und altpaläozoischen Gesteinen mit mitgefalteter tertiärer Bedeckung bestehenden Gewölbe (vgl. Winkler, 1933/3, Taf. I) lagern sich gegen O hin immer jüngere Miozänschichten übergreifend auf (zuerst Radelschotter, dann untere und höhere Eibiswalder Schichten, schließlich Arnfelder Konglomerate und Schlier). Während das Kristallin (mit auflastenden Erosionslappen von Paläozoikum) in längerer Erstreckung (15 km) im Kern der Antiklinale die Landfläche bildet, fallen an heiden Flanken des Gewölbes und des Höhenrückens, beiderseits gleichartig ausgebildete Miozänschichten, mit mittleren und örtlich auch steileren Neigungen ab,³⁾ deren ursprünglicher Zusammenhang über dem abgetragenen Gewölbescheitel sobin völlig außer Zweifel

¹⁾ Ob dies auch noch für die oberen Eibiswalder Schichten (und Florianer Schichten) gilt, mag noch dahingestellt bleiben.

²⁾ Selbständige jugendliche Vorfalte des Poßruck.

³⁾ Auf der Südseite schließt sich die von Radelschotter und Eibiswalder Schichten, im östlichen Teil auch von Arnfelder Konglomeraten und Schlier erfüllte Kappeler Synklinale an. Auf der geologischen Übersichtskarte Österreichs ist diese leider noch nicht entsprechend zur Darstellung gelangt.

steht. Das wird schließlich auch durch den Zusammenschluß des Miozänmantels über dem Grundgebirge im östlichen Teil der Falte bekräftigt. Das Alter der Abtragung ist gut fixierbar. Die Denudation kann erst nach Entstehung des vermutlich späthelvetisch-frühtortonischen Schliers begonnen haben und hat ihren Abschluß durch die Ausbildung einer, die Faltenwölbung des Remschnigg kappenden, den jungen Faltenbau übergreifenden alten Landfläche gefunden, die ich für Mittelplozän halte.

Junge Abtragung am Poßruck (siehe Taf. VII, Profil 3).

Das Studium der Miozänablagerungen an der NO-Flanke des Poßruck ergab, wie schon betont, die Möglichkeit, die Mächtigkeit des einförmigen Schliers mit 1500 *m* festzulegen. Wie das Profil zeigt, bildet das Schlier die Nord(NO)Flanke der mächtigen, plozänen Antiklinalwölbung des Poßruck, welche in einer Breite von über 10 *km* das Grundgebirge hervortreten läßt, während sich der synklinale Gegenflügel in einer steil zur Einfaltung von Reifnig-St. Lorenzen eintauchenden Süßwasser-Schlierfolge, südlich der Drau, zu erkennen gibt (vgl. Winkler, 1929, S. 5—10). Mit ganz einheitlicher und nur zwischen 20—30° wechselnder Neigung legt sich am Nordostgehänge des Poßruck (östlich von Hl. Geist a. P.) eine Schlierlage regelmäßig über die andere, wobei die Bänke in ihrer vollen (etwa 1500 *m* betragenden) Mächtigkeit in der Richtung zum Scheitel des Gewölbes in die Luft ausstreichen. Auch die im Gegenflügel, südlich des Poßrucks, zur Synklinale von St. Lorenzen eintauchenden Schlierschichten zeigen eine beträchtliche Mächtigkeit. Wir werden daher nicht fehlgehen, wenn wir am östlichen Poßruck eine flächenhafte Abtragung einer bis zu 1000—1500 *m* mächtigen Schlierdecke annehmen. Am Ostabfall des Poßruck schließt sich der Schliermantel, vom Gewölbe nach NO und O abfallend, wobei sich hier zwischen dem Grundgebirge und dem Schlier mehrere 100 *m* mächtige, ältermiozäne (burdigal-althehelvetische) marine Sandsteine und Mergel zwischenschalten. Deren mutmaßliche Äquivalente erscheinen in einer zu den Eibiswalder Süßwasserschichten überleitenden Facies in Resten auch noch auf der Höhe des Poßruck.

Man beachte, daß dieser angenommene Abtrag sich ähnlich, wie beim Remschnigg, auch hier wieder auf die Zeit des höheren Miozäns (und Altplozäns) einengen läßt. Ich glaube den Beginn dieser Abtragung mit dem Einsetzen jener Bewegungen identifizieren zu können, welche zu Tortonbeginn das Schliermeer nördlich des Poßrucks zeitweilig trockenlegten, einen Schuttransport von den Randbergen bis an die Mur heran in die Wege leiteten und in Erosionsdiskordanzen innerhalb der Miozänschichten zum Ausdruck kommen (= Schlußphase der Kreuzbergkonglomerate, Bildungszeit des Uler Blockschutts). Ein wesentlicher Teil der Abtragung ist aber zweifellos erst jünger als das Torton, welches, wenn auch im abgeschwächten Maße, an der Aufrichtung, Verbiegung und Dislozierung des Schliers noch teilgenommen hat. Auch am Poßruck begrenzt wieder eine schön erhaltene, wahrscheinlich mittelplozäne Abtragsfläche die Periode flächenhafter Denudation in zeitlicher Hinsicht nach oben hin.

Die Werte jungen Abtrags im oststeirischen Becken.

Im oststeirischen Becken, in welchem die Ablagerungen des Obermiozäns und des Unterplozäns vorherrschen, lassen sich die jugendlichen

Abtragsvorgänge zeitlich noch genauer fixieren, indem hier sicher datierbare tertiäre Landflächenreste hiezu herangezogen werden können. (Taf. VII, Fig. 2).

Im südlichen Gleichenberger Vulkangebiet ist unter der darübergeflossenen Basaltdecke des Stradner Kogels (609 *m*) eine etwa mittelplozäne (bzw. spätunterplozäne) vorbasaltische Landoberfläche erhalten geblieben, welche teils einem Erosionsrelief entspricht, teils aber eine spätpannonische Quarzüberschotterung aufweist. Der Basalt greift wie eine transgredierende Ablagerung, über letztere, dann über unterpannonischen Congerientegel und über Obersarmat bis auf Mittelsarmat über (Winkler, 1913/1, S. 465). Der Basalt überdeckt hier das östliche Ende einer altplozänen Wölbung, deren Existenz im südlichen Gleichenberger Eruptivgebiete und im westlich anschließenden „Grabenlande“ von mir schon 1913 erwiesen wurde (1913/2, S. 616). Tektonische Aufwölbungen und Abtragung gingen hier offenbar Hand in Hand, indem sie im Laufe des höheren Pannons eine Art Primärrumpf (Trugrumpf) entstehen ließen (intrapannonische Erosion). Unter dem Basalt dürften etwa 200—300 *m* sarmatischer und altpannonischer Schichten damals denudiert worden sein.

Die nachpannonische Abtragung. Die Werte nachpannonischer Abtragung im steirischen Becken lassen sich ermitteln, wenn das Ausgangsniveau, die höchste pannonische Aufschüttungsfläche, bekannt ist. Ich habe schon in verschiedenen Arbeiten (1921, 1927/2, S. 47—49; 1927/5) darauf verwiesen, daß auch noch die höchsten vulkanischen Höhen der Oststeiermark eine plozäne Schotterüberstreuung erkennen lassen. So reichen Quarzgerölle am Gleichenberger Kogel bis nahe an das Gipfelplateau (596 *m*) hinauf, das ich als spätpannonisches Abtragsniveau deute. Der Basalt des Stradner Kogels, der erst am Ende des Pannons ausgeflossen ist, zeigt noch auf seinem kleinen Gipfelplateau (609 *m*) Quarzrollsteine, die auch diese höchstgelegene, ans äußerste Ende des Pannons (etwa schon Mittelplozän) zu stellende Landfläche als Denudationsfläche erweisen. Sonach wäre hier das höchste Aufschüttungsniveau (am Ende des Pannons) in etwas über 600 *m* anzunehmen.

Daß dieser Wert auch für den ausgedehnten Bereich des Vulkangebiets zwischen Mur, Raab und Feistritz-Lafnitz Geltung hat, ergibt sich aus folgendem:

Über 40 Tuffschlote durchsetzen die tertiären Schichten dieses Raums, wobei auch noch die höherpannonischen Ablagerungen von den Explosionen durchschlagen wurden. Nirgends sind hier aber¹⁾ die zu den Ausbrüchen zugehörigen Tuffaufschüttungen (Tuffringwälle und Tuffdecken) erhalten geblieben; und doch wäre zu erwarten, daß sie, wenn die heutigen Hügellandfluren erst nur wenig unter die mittelplozäne Landoberfläche erniedrigt worden wären, wenigstens in einzelnen Resten bewahrt geblieben wären, zumal die Tuffe, als zur Verfestigung neigendes

¹⁾ Mit Ausnahme der hochgelegenen, aber nach ihrem Ausbruch, vermutlich über dem sich entleerenden Magmaherde nachträglich wieder nachgesunkenen Basaltdecke des Stradner Kogels und des ein ähnliches Schicksal aufzeigenden Basalt- und Tuffgebiets von Klöch.

Material, ihre Unterlage vor der Abtragung bis zu einem gewissen Grad geschützt haben müssen. Da die oberflächlichen Tuffdecken aber nicht mehr erhalten sind, ergibt sich der zwingende Schluß, daß die heutige, etwa bis 400 m Seehöhe hinaufreichende Höhenflur des oststeirischen Schichlhügellandes schon beträchtlich unter das mittelplozäne Niveau erniedrigt sein muß.

An fünf Stellen treten im oststeirischen Vulkangebiete alte, allerdings ihrer Form nach schon vollkommen zerstörte „Maare“ auf. Der mit mächtigeren vulkanischen und sedimentären Produkten ausgefüllte Boden dieser in die mittelplozäne Landschaft eingesenkt gewesenen alten Kraterseen krönt gegenwärtig die Kämme der Hügel, bis zu Seehöhen von 450 m hinan, abermals ein Hinweis auf die Höhenlage der mittelplozänen Landfläche!

Nach derselben Richtung weist schließlich die Tatsache, daß ein großer Teil der Tuffdurchbrüche (z. B. jene von Kapfenstein, Fehring, Pertlstein, Riegersburg und insbesondere die burgenländischen bei Jennersdorf und Neuhaus) überreich an groben Quarzgeröllen und ganzen Schotterchollen sind, welche nach der Sachlage nur einer, heute bereits fast völlig abgetragenen, jüngstpannonischen Schotterdecke entnommen sein können, deren nach O rückgewitterter Erosionsrand auf der Höhe des Silberberges (östlich des Dreigrenzungspunktes zwischen Österreich, Ungarn und Jugoslawien [401 m]) in Erscheinung tritt, und welcher auch die schon erwähnten, unter dem Stradner Basalte und den Klöcher Tuffen auftretenden, bzw. diese überlagernden Schotterreste zugehören (Winkler, 1927/4, S. 442—445). Aus allem ergibt sich, daß seit dem Mittelplozän noch eine bedeutende flächenhafte Ausräumung im oststeirischen Vulkangebiete Platz gegriffen hat, welche über den Fluren des Hügellandes eine mindestens 200 m mächtige, plozäne Schichtdecke vollständig abgeräumt und außerdem die Täler noch bis zu 150 m Tiefe in das neugeformte, reichgegliederte Hügelland eingesenkt hat. Der durchschnittliche Abtrag wird sich demnach nicht viel von einem etwa 300 m betragenden Werte entfernen.

Junge Abtragung in den Savefalten.

Schon im Jahre 1923 habe ich unter Hinweis auf die große Bedeutung altplozäner Abtragung auf ein Beispiel aus den Savefalten verwiesen (S. 373—375), ohne daß diese Bemerkungen, wie es scheint, weitere Beachtung gefunden hätten. Es sei hier kurz nochmals auf den Sachverhalt eingegangen. Die zentrale, im Plozän gebildete Faltenzone der Savefalten, die Tüfferer Mulde, entspricht einem markanten, mit steilen Überschiebungen (besonders am Nordsaum) kombinierten Faltelement. Am Südsaum der Synklinale streichen sarmatische Schichten, oberer Leithakalk, Tüfferer Mergel und unterer Leithakalk¹⁾ im allgemeinen mit mittleren Neigungen südwärts in die Luft aus, während der im allgemeinen steiler, oft nahezu saiger aufgerichtete Nordflügel auch noch älteres Miozän und auch Oberoligozän zum Ausstrich bringt. Es ist klar, daß es sich bei den Sedimenten der Tüfferer Mulde nur um den eingefalteten Rest einer viel ausgedehnteren, die ganzen Savefalten, wenn

1) Dies gilt für den Profilschnitt im Gebiet von Tüffer.

auch nicht mit allen Horizonten überziehenden Schichtfolge¹⁾ handelt, welche auch über den großen, anschließenden Gewölben (Trojana-Antiklinale im N, Littauer-Antiklinale im S) flächenhafte Ausbreitung hatte.

Die Mächtigkeit der abgetragenen Schichten ergibt sich (im Bereiche des Südflügels der Tüfferer Mulde) zu etwa 200 *m* Torton (Schichtmächtigkeit nach W. Petrascheck, 1927, S. 14) und etwa mindestens ebensoviel Sarmat (vgl. hierzu das Profil von A. Bittner, 1884, S. 538) also 400 *m* Tertiär, wobei aber, bei dem Fehlen von Miozänresten am Scheitel der Wölbung, auch noch mit einer Abräumung von Triasschichten zu rechnen ist. Die einstige weitere Ausbreitung der Schichtdecke nach S hin beweisen dann insbesondere noch die Miozänrelikte von Ratschach bei Steinbrück (Zidani Most) an der Save und die noch südlicher gelegenen von Johannstal. Der Rest bei Steinbrück, den Teller eingehend beschrieben hat (1898), entspricht einer tiefgehenden, tektonischen Einschuppung von Leithakalk und Sarmat in das triadische Grundgebirge hinein. Es ist ein großartiges Bild, inmitten der steilwandigen Triasschlucht, eine, mit gequetschten Miozanschichten erfüllte, breite Bewegungskluft, von den Höhen der Berge herabziehend, den Talboden unterteufen zu sehen! Von besonderem Interesse ist aber die Tatsache, daß sich in diesem Raum in 890 *m* Seehöhe, fast 700 *m* über dem heutigen Talboden, die Reste einer alten Landfläche (am Straski hrib) erkennen lassen, welche, als flächenhaftes Niveau entwickelt, wie Kossmat (1916, S. 52) zuerst betont hat, in Trias eingeschnitten ist, das Miozän übergreift und von der großen Störung nicht mehr beeinflußt erscheint. Wenn es sich hier, wofür schon die Höhenlage spricht, noch um ein mittelplozänes Flachrelief handelt, so ist erwiesen, daß in der Zeitspanne des Pannons über den Scheiteln der großen Gewölbe der Savefalten eine flächenhafte Abdeckung von 400 bis 500 *m* Platz gegriffen hat; ein Vorgang, der offenbar nur unter der Annahme einer Gleichzeitigkeit von Auffaltung und Abtrag plausibel erscheint. Denn die Denudation kann erst nach Heraushebung des Meeresgrundes und beginnender Faltung, also nach-sarmatisch eingesetzt haben, muß aber andererseits im Bereiche der widerstandsfähigeren Grundgebirgskerne der Gewölbe bereits im Mittelpliozän, insoweit flächenhafte Abtragung in Betracht kommt, abgeschlossen gewesen sein.

Wohl das großartigste Beispiel jugendlicher kräftiger Abtragung gewährt der Faltenwall der Ivancica (1067 *m*) im Ostteil der Savefalten, welcher, wie kein anderer in den Ostalpeu, noch eine vollkommene Kongruenz zwischen tektonischem Bau und morphologischem Bild erkennen läßt (Winkler, 1923, S. 375). Es handelt sich hier um ganz junge, mittel- bis oberpliozäne Auffaltungen. Nach der klaren, zuletzt von W. Petrascheck gegebenen Profildarstellung (1925—1926/3, S. 26) muß man schließen, daß die pannonischen Schichten, die am Nordabfall der Antiklinale saiger aufgerichtet und teilweise sogar überkippt erscheinen, vom Südflügel aber ebenfalls deutlich abfallen, diesen engbegrenzten Triaswall noch überspannt haben. Wenn dies der Fall war, so müßten etwa 800 *m* pannonische Schichten über der Antiklinale abgetragen worden sein und zudem die

¹⁾ Transgression des älteren Miozäns und Transgression der Leithakalke unmittelbar über Grundgebirge.

Denudation auch noch Teile der sarmatischen und marinen Schichten (nehst etwas Oligozän und Trias) über dem Gewölbescheitel entfernt haben. Mag sein, daß die Abtragung der pannonischen Schichten schon im Laufe dieser Periode — bei Einsetzen einer Voraufwölbung der Trias-Miozänfalte — begonnen hat; für alle Fälle bleibt aber eine nach hunderten Metern betragende Abräumung des Ivancicagewölbes eine unerläßliche Schlußfolgerung. Bezüglich des diesem Gebirge nördlich vorgelagerten paunonischen Beckens (Varasdiner Bucht) gibt auch W. Petrascheck (1925—26/2, S. 26) an, daß sich die „Wahrscheinlichkeit“ ergebe, daß hier „ein nach mehreren 100 m zählendes (pannonisches) Deckgebirge abgetragen wurde.“

Die Abtragswerte am Nordostsporn der Zentralalpen. (Taf. VII, Fig. 1.)

Es sei nun auf die eigenen Untersuchungen der Tertiärablagerungen des NO-Sporns (1933) verwiesen, welche dort eine Abräumung sehr mächtiger Miozänschichten ergeben haben. Vom nordoststeirischen Becken und von der Landseerbucht (= Ostsaum des NO-Sporns) greifen hier miozäne Land- und Süßwasserbildungen in 3 Streifen ins Grundgebirge ein, welche im allgemeinen nach SW (WSW) einfallen. Wie genaue Begehungen gezeigt haben, handelt es sich hier um Reste einer ursprünglich mehr oder minder einheitlichen Schichtdecke, welche in Gestalt einer einseitig durch Brüche begrenzten Einklemmung nur mehr in diesen Resten vorliegt, während die zwischengelegenen, verbindenden Sedimente der Abtragung zum Opfer gefallen sind. Auch unter Berücksichtigung der Abnahme der Schichtmächtigkeit in der Transportrichtung und unter der Voraussetzung, daß die zeitlich aufeinanderfolgenden Horizonte nicht immer übereinander, sondern z. T. auch nebeneinander niedergelegt wurden, bleibt die Annahme gewaltiger Abräumung unvermeidlich. Über den kristallinen Schollenstreifen zwischen den Miozänschichten Sinnersdorf—Tauchen und jenen der Krumbacher Senke wird eine Abdeckung von mindestens 1000 m mächtigen Miozänsedimenten, wahrscheinlich aber noch mehr, vorauszusetzen sein. Denn den Neogenschichten, welche in der Sinnersdorf-Tauchener Zone mit mittelsteilen Neigungen (örtlich auch saiger) gegen NO hin über Kristallin in die Luft ausstreichen, stehen in der jenseits dieses Kristallins gelegenen, tief eingebrochenen Krumbacher Zone wieder analoge Miozänschichten gegenüber, deren Mächtigkeit (ohne Berücksichtigung des bereits abgetragenen Hangenden) auf 1200 m geschätzt werden kann (Winkler, 1933/1, S. 85 ff.).

Auch die Geröllzusammensetzung der in einer Einfaltung zwischen den heutigen paläozoischen Höhenzügen der Günserberge und des Bernsteiner Serpentinegebirges gelegenen mittelmiozänen Schotterdecken, welche von ihrer Einfassung unabhängig erscheinen, ist ein Beweis für die einstige weitgehende flächenhafte Verhüllung dieser älteren Gebirgshöhen und für eine erst nachträgliche Bloßlegung des Paläozoikums durch Wegwaschung der miozänen Schichtdecke, eine Erscheinung, wie sie übrigens ganz regional für den NO-Sporn kennzeichnend ist. Für das Alter dieser Denudationsvorgänge erscheint mir die Tatsache von Wichtigkeit, daß die Erscheinungen erst mit dem Torton (nach Aufschüttung der Sinnersdorfer Konglomerate) begonnen haben können und daß ihr Abschluß

durch die Ausbildung einer prächtigen, alten Flachlandschaft auf der Höhe der Buckligen Welt markiert wird (700—800 *m*). Die Altersstellung der letzteren erwies sich, wie ich (1933/1, S. 97) zeigen konnte, vermutlich als spätpannonisch, also etwa untermittelpliozän. Somit verbleibt für die bedeutende Abräumung des Mittelmiozäns vom NO-Sporn der Zeitraum des Torton, Sarmats und Pannons, wofür auch korrelate, über 1000 *m* mächtige Sedimente in der Friedberg-Pinkafelder Bucht zur Verfügung stehen.

Junge Abtragswerte im inneralpinen Wiener Becken.

Das inneralpine Wiener Becken ist eine große junge Ausräumungslandschaft; nichts weist so eindringlich darauf hin als der nach Friedl (1927, S. 2) eine Sprunghöhe von 540 *m* aufweisende Leopoldsdorfer Bruch, der während des Jungtertiärs vollständig einnivelliert werden konnte. Dabei wurde zwar der pannonische Anteil der Bruchbildung, wie Friedl begründet, schon durch die Sedimentation verschiedenen Ausmaßes beiderseits der Störung ausgeglichen, der immerhin noch wesentliche nachpannonische Anteil aber erst durch spätere flächenhafte Ausräumung zum Verschwinden gebracht.¹⁾ Für die einst weitgehende Zuschüttung des Wiener Beckens mit pannonischen Sedimenten und erst nachfolgender Ausräumung derselben spricht insbesondere, wie schon Kober (1926, S. 106), Winkler (1928/2, S. 247) und F. E. Sueß (1929, S. 222) hervorgehoben haben, der hochgelegene Denudationsrest unter der schützenden Süßwasserkalkdecke des Eichkogels bei Mödling, was in diesem Randteile des Beckens auf eine nachpannonische Entfernung von 150 bis 200 *m* Schichtmaterial schließen läßt. Im Gebiete des Anninger bei Mödling nimmt Kober (1926, S. 108) eine weitgehende Abräumung einer einst über diesen kalkalpinen Randberg ausgebreiteten, miozänen Schotterdecke voraus, eine Auffassung, der ich mich anschließen möchte. In diesem Falle wäre aber die Denudation im wesentlichen schon als vor- (und alt)pannonisch anzusehen.

Wie das Wiener und das steirische Becken ist auch die kleine ungarische Tiefebene im wesentlichen eine junge Ausräumungslandschaft, wovon die an den isolierten Basaltbergen bis zu größerer Höhe reichenden pannonischen Sedimentreste und die am Schomlauerberg von mir beobachtete Quarzschotterüberstreuung Zeugnis ablegen. In gewissen Teilen dürfte die Ausräumung den Betrag von 200 *m* überstiegen haben.

Es sei nun auf die Deutung eines etwas schwierigeren Falls eingegangen. Die Kalkberge des Grazer Paläozoikums tragen Altlandschaften, die besonders im Hochlantschgebiet eingehend von Baedeker (1922), Sölch (1924, 1928), Aigner (1925/1926) und Götzinger (1931) beschrieben worden sind. Auf diesen hochgelegenen Kalkbergen wurden an zahlreichen Stellen (zwischen 1200 *m* und 1700 *m* Seehöhe) Augensteine als letzte

¹⁾ Meine (1929/1, S. 180) zum Ausdruck gebrachten Zweifel an einer nachpannonischen Sprunghöhe von 500 *m* (im Sinne Friedl's älterer Darstellung von 1927) bezogen sich nur auf die aus der Annahme eines so jugendlichen, großen Sprunges sich ergebenden morphologischen Unwahrscheinlichkeiten. Nachdem Friedl (1929) Beweise für die schon ältere Anlage und langdauernde Wirksamkeit des Bruchs beigebracht hat, erscheint nunmehr auch eine Sprunghöhe von über 500 *m* mit dem morphologischen Bild ohne weiteres vereinbar.

Reste einer alten Verschüttung angetroffen, welche zweifellos nichts mit der jüngeren, vom Steirischen Becken vorgreifenden, jungpannonischen Überschotterung zu tun haben, wie dies auch übereinstimmend vorausgesetzt wird. Wenn man die Profile des Miozäns im Mürztal betrachtet, welche Petrascheck mitteilte (1925—1926/1), so erkennt man in deutlicher Weise, daß hier ein mächtiger Schichtkomplex vorwiegend feinkörniger Ablagerungen (Schieferne und Sandsteine), bei Überkippung und Überschuppung, in einer Mächtigkeit von einigen 100 m gegen S hin in die Luft ausstreicht. Zweifelsohne hat dieser Schichtkomplex an seinem Austrich nicht sein Ende gefunden, sondern sich noch weit über die südlich anschließende Zone (Kristallin des Rennfeldes usw.) erstreckt. Südwestlich von Wartberg beobachtete ich in der Nähe einer alten Halde Miozänschotter mit Quarzen, aber auch reichlich kalkalpinen Geröllen von Erbsen- über Haselnußgröße, die zu Konglomerat verfestigt erscheinen, ein Hinweis, daß die Materialzufuhr von N her gekommen ist. Wenn man nun weiter südlich, auf den an das nachbarliche Kristallin anschließenden höheren Kalkbergen, eine Augensteinüberstreuung findet, so erscheint ihre Ableitung von einer einst darüberebreiteten, zusammenhängenden helvetischen Süßwasserschichtdecke sehr naheliegend. Ich vermute also, daß das Süßwassermiozän im Mürztal nur den eingeklemmten und dadurch erhalten gebliebenen Rest einer ausgedehnten und mächtigen Schichtdecke darstellt, welche, wenn schon nicht das ganze Grazer Paläozoikum, so doch große Teile desselben bedeckt hatte. Eine vorpliozäne Abtragung war aber bereits imstande, diese Überschotterung zum größten Teil zu entfernen. Meine Auffassung berührt sich mit der Ansicht von W. Petrascheck, welcher im allgemeinen für die alpinen miozänen Kohlenmulden eine ursprünglich viel größere Ausdehnung voraussetzte. Die Augensteine des Hochlantschplateaus deuten nach dieser Auffassung die Verbindung an, welche zwischen den miozänen Ablagerungen des Mürztals, den Süßwasserschichten der Passailer Senke (F. Heritsch, 1915) und den analogen, seit langem bekannten (V. Hilber, 1893) kohlenführenden älteren Miozänbildungen am Nordsaume der Grazer Bucht ursprünglich bestanden hat, die sicherlich nicht nur in Form einzelner Rinnenfüllungen, sondern als eine breitere Sedimentaufschüttung zu denken ist. Vielleicht stauden auch diese Bildungen mit den zwischen Grazer Paläozoikum und Wechselmassiv tief eingesenkten und eingefalteten kohlenführenden Miozänshollen von St. Kathrein-Kogel, die Stiny (1922, S. 56—57) beschrieben hat, in Zusammenhang. Auch im Bereiche des Murtales (Knittelfelder Becken) und in jenem von Leoben-Trofaiach, welche letzteres Stiny eingehend studiert hat (1931, S. 226—227), sind Anzeichen für weitgehende ursprüngliche Ausbreitung der Miozändecke vorhanden, wofür mit Stiny die von ihm aufgefundenen Augensteinfelder am Saume des Trofaiacher Beckens (Jesuitewald usw.) herangezogen werden können.

Aus den vorstehenden Angaben ergibt sich der Schluß, daß von der mittelmiozänen, helvetischen Verschüttung unserer östlichen Zentralalpen im Sinne W. Petraschecks nur mehr spärliche Reste in tektonischen Senken erhalten geblieben sind und daß von Teilen der kristallinen und paläozoischen Bergrücken eine z. T. nach hunderten Metern betragende

Schichtabdeckung, u. zw. bereits in vorpliozäner (altpliozäner) Zeit, eingetreten sein muß.

Zuletzt sei noch auf die Tatsache verwiesen, daß die Miozänablagerungen in den östlichen Alpen sehr häufig Eozängerölle in ihrem Bestande erkennen lassen, während anstehendes Eozän (mit Ausnahme des Vorkommens bei Kirchberg am Wechsel und Wimpasing im Leithagebirge) nicht bekannt ist. Hier gehören auch die bekannten, von Trauth (1918) beschriebenen Nummulitenkalkgerölle von Radstadt, die zahlreichen Nulliporenkalke im Miozän von Hieflau (Winkler, 1928, S. 202), die Eozängerölle in den mittelmiozänen Arnfelder Konglomeraten von Leutschach (Jäger, 1913, S. 403), Miozäneinschlüsse in den Konglomeraten von Leoben (Jacobsen, 1932, S. 60) und schließlich die reichlichen Eozängerölle in den Auwaldschottern des Nordostsporns (Janosehek, 1932, S. 47). Auch in den Kalkschottern von Pitten finden sich Eozängerölle, die ebenso im Miozän der Krumbacher Senke vertreten sind. Ich glaube, daß gegenüber diesem Phänomen jede kleinliche Annahme versagt. Im Helvet dürften noch ausgedehnte Reste eozäner Ablagerungen in weiten Teilen unserer östlichen Zentralalpen vorhanden gewesen sein, die seither bis auf minimale Spuren vollständig der Abtragung zum Opfer gefallen sind. Die seitherige flächenhafte Denudation war instande, die Ablagerung einer ausgedehnten marinen Eozäntransgression demnach so gut wie völlig zum Verschwinden zu bringen.

Alle angeführten Beispiele führen unweigerlich zur Auffassung, daß im höheren Miozän und Altpliozän von den Höhen unserer alpinen Randberge bis zu 1000 *m* und mehr lockeren Tertiärmaterials vollständig abgetragen zu werden vermochten und daß im Altpliozän (Pannon) allein, im Bereiche junger, leicht zerstörbarer Schichten, Abtragswerte von mehreren hundert Metern festzustellen sind. Die seit dem mittleren Pliozän eingetretene, flächenhafte Ausräumung unserer tertiären Randgebiete des östlichen zentralalpinen Saums kann etwa mit 300 *m* in Rechnung gestellt werden, während sich im Bereiche besonders starker, jugendlicher Hochbewegung (z. B. Teile der Savefalten) sogar noch beträchtlichere Werte flächenhafter Abdeckung vermuten lassen. Es ist klar, daß auch in den aus im übrigen zum guten Teil ebenfalls ziemlich rasch verwitterbaren Gesteinen (Glimmerschiefern usw.) bestehenden kristallinen Teilen des östlichen Alpenrandes im Laufe des Miozäns und des Pliozäns ebenfalls sehr namhafte, flächenhafte Abtragungen sich vollzogen haben müssen, wodurch die Erhaltung, wenn auch nur untergeordneter Landflächenreste aus der Zeit des älteren oder selbst noch des mittleren Miozäns wohl so gut wie ausgeschlossen werden kann. Höchstens in Kalkgebirgen könnten auf Grund der hier dargelegten Gesichtspunkte Reste jungmiozäner Landflächen möglicherweise noch anzutreffen sein.¹⁾

¹⁾ Dagegen soll das teilweise und ganz annähernde Zusammenfallen etwa pliozäner Oberflächen mit wiederanfgedeckten miozänen Niveaus, speziell im Bereiche der widerstandsfähigen Kalkmassive, in einem gewissen Anmaß nicht in Abrede gestellt werden.

V. Bemerkungen zu den die Abtragung beeinflussenden Faktoren.

Die großen Abtragsvorgänge, deren Schauplatz die Ostalpen im Miozän und Pliozän gewesen sind, können sicherlich nicht nur vom aktualistischen Standpunkt aus beurteilt werden. Drei Momente sind es, welche als Abweichungen von den Verhältnissen der Gegenwart besondere Berücksichtigung verdienen:

1. im Miozän und Altpliozän grenzte der östliche Alpenrand unmittelbar an einem Meeresbereich oder an den eines großen Binnen-sees (Pannonischer See) an, wodurch die Erosionsbasis ganz an das damalige Alpengebirge herangerückt war;

2. das Klima war feuchter und wärmer, mag es nun subtropisch (vorherrschende Auffassung) oder tropisch (Harrassowitz, 1926, S. 544 ff.) anzusprechen sein, wodurch naturgemäß ein ganz anderer Ablauf der Verwitterungserscheinungen und damit auch der Landformung überhaupt bedingt war;

3. standen die Alpen zeitweise im Jungtertiär unter der Einwirkung viel stärkerer, hebender und senkender (auch faltender) Gebirgsvorgänge als gegenwärtig, dagegen in anderen Zeiträumen wiederum unter dem Einfluß eines anscheinend weitgehenden Stillstandes der Orogenese. Auch hiedurch mußte die Erosion und Denudation in ganz bestimmter Richtung beeinflußt werden.

Diese einzelnen, die jungtertiäre Alpenrandentwicklung bestimmenden Momente sollen der Reihe nach nunmehr noch etwas eingehender besprochen werden.

In einzelnen Phasen des Jungtertiärs standen die östlichen Alpen unter dem Einfluß ganz gewaltiger, im wesentlich aufwärts gerichteter Schollenbewegungen, die von analogen randlichen Einsenkungen begleitet waren. Es kam damals zu einem gewaltigen Abschütteln oberflächlicher Gesteinsmassen, das sich in einer Form vollzog, wie sie nur auf sehr rasche, ihre Umgebung mit steileren, z. T. schroffen Stufen überhöhende Aufwölbung zurückgeführt werden kann. Man vergleiche hiezu die von mir eingangs geschilderten Wildbach-Radelschotter (1929/2), die mit fossilen Bergstürzen und Murengängen in engste Verknüpfung treten. Solche Bildungen sind nur bei einem tektonisch sehr belebten Rücklande verständlich. Es sind rasche Aufwölbungen und Senkungen von Einzelschollen, vergleichbar etwa jenen, wie sie Behrmann (1928) so anschaulich von Neu-Guinea aus der jüngsten geologischen Vergangenheit geschildert hat.

Analoges wie für den Radelschotter gilt für die „steirische“ Hebung der Koralpe, welche aber auch den randlichen Sedimentmantel dieses Gebirges mitergriffen und die Senkung zeitweilig weiter hinausgeschoben hatten, wobei der Schutt aus den zweifellos vorhandenen engen Schluchten bis auf 30 km Entfernung vom heutigen Gebirgsfuß abtransportiert wurde. Dies läßt aber auch auf eine sehr bedeutende Höhe der mittelmiozänen¹⁾ Koralpe, bzw. auf eine damals rasch eingetretene

¹⁾ Die Bemerkung bezieht sich, was ausdrücklich betont sei, nur auf die lebhafte Bewegungsphase im mittleren Miozän (steirische Phase Stüles, 1924, S. 185), nicht aber auf das Mittelmiozän überhaupt.

Erhöhung dieses Gebirgsrückens schließen, welcher gegenüber sich das gegenwärtige, abgeflachte und abgeböschte Korallenrelief nur wie ein Rudiment ausnehmen dürfte. (Siehe Taf. VII, Fig. 4.)

Ähnliche Verhältnisse müssen ferner, ebenfalls gegen Ende des Helvets, auch am Nordostsporn der Zentralalpen (Winkler, 1933/1) und in verschiedenen anderen Teilen der Ostalpen überhaupt geherrscht haben, wie dies speziell die von W. Petrascheck so anschaulich geschilderte, allgemeine, grobe Geröllverschüttung¹⁾ der inneralpinen Miozänmulden erkennen läßt. Die östlichen Randgebirge der zentralen Ostalpen müssen damals aus zahlreich schroff aufragenden und jäh aufsteigenden Gesteinsblöcken bestanden haben, zwischen welchen ziemlich breite und von ausgedehnten Schuttkegeln erfüllte Senken sich hingezogen haben, während sich dieser Schutfächer in den Randgebieten z. T. bis in den Meeresbereich hinaus erstreckt hat (Kreuzbergkonglomerate).

Auch im höheren Sarmat deuten sich offenbar neu einsetzende, wenn auch in ihrem Ausmaß nach sicherlich nicht an jene des Mittel- oder Altmiozäns heranreichende Bewegungen am östlichen Alpenrande an. Der karinthische Schuttkegel in der Oststeiermark, der Gerölle bis zu Faustgröße aus den Kärntner Bergen her bis in die östliche Steiermark (Gebiet von Gleichenberg) abzutransportieren in der Lage war, muß wohl ein recht kräftiges Gefälle besessen haben. Der ihn aufschüttende Fluß muß ferner, ähnlich wie die heutige Drau, bis an den Saum des Steirischen Beckens in einem allerdings weit nach O verlängerten (gegenwärtig schon vollständig abgetragenen) Durchbruchstal geflossen sein. Ähnliches gilt auch für das zeitweilig bis fast an den Rand des Neusiedler Sees hinaus vorgeschobene, obersarmatische Schotterfeld in der südlichen Wiener Bucht, welches bei seiner Zusammensetzung aus Flysch- und Kalkalpengeröll und bei mittlerer Geröllgröße ebenfalls auf ein ganz lebhaftes Relief in seinem Ursprungsbereiche schließen läßt. Allem Anschein nach haben auch damals gewisse tektonische Neubelebungen²⁾ eingesetzt. (Vgl. auch Diskordanz von St. Margarethen i. B., Winkler, 1928, S. 54—55.)

Die große pannonische Aufschüttung am Nordsaum des steirischen Beckens zeigt noch ausgesprochenere grobe Schuttbildungen, z. T. Blockschottermassen, welche letztere in gewissen Gebieten dem Aussehen nach den miozänen Blockschottern völlig gleichen (Blockschotter der Zone Vorau—Dechantskirchen—Friedberg [Winkler, 1933/1, S. 92], Gratkorn bei Graz usw.). Auch unmittelbar vor, bzw. während der Aufschüttung dieser ausgedehnten Grobschuttbildungen sind starke tektonische Aufwölbungen anzunehmen, welche eine Aufstapelung des Abtragungsschutts

1) Diese lagert meist diskordant über der Unterlage der Süßwasserschichten.

2) Es wird jedoch nunmehr davon abgesehen, diese sarmatischen Bewegungen zur Abgrenzung von zwei tektonischen „Hauptzyklen“ zu verwenden, da mir hierfür die vorliegenden Anzeichen doch nicht auszureichen scheinen. Vielleicht kann man sie aber als Anzeichen für das Vorhandensein von zwei Teilzyklen, u. zw. eines tortonisch-alsarmatischen und eines obersarmatisch-altpannonischen Sekundärzyklus, ansehen. Früher vermutete ich im oberen Sarmat die wichtige, Miozän-Pliozän trennende tektonische Phase (= attische Phase), nunmehr aber eher eine Vorphase derselben.

in den sinkenden Randzonen zur Folge hatten. Bedeutende Abtragung und große Aufschüttung gehören eng zusammen (Stiny, 1923/2).

Das Ende des Pliozäns (Oberpliozän) entspricht zweifellos abermals einer stärkeren tektonischen Belebung der Alpenrandschollen, welche freilich ihrem Charakter nach mit den alt- und mittelmiozänen Bewegungsphasen derselben nicht in volle Parallele gestellt werden kann, indem die Raschheit der Hebung jedenfalls wesentlich geringer, die Ausdehnung und der Zusammenhang der einheitlich gehobenen Schollen ein größerer war und die Randsenken weiter vom Gebirge weg verschoben erscheinen.

Bei Beurteilung der Korrelation zwischen Schichtfacies und morphologisch-tektonischem Zustand des schuttliefernden Gebirges ist allerdings zu berücksichtigen, daß die Feinheit des Materials im Hauptbecken allein nicht für die Deutung ausschlaggebend ist. Wenn der von einem stärker gehobenen Gebirge herbeigeschaffte Schutt in einer unmittelbar anschließenden Senke zum Absatz gelangen konnte, bildete er einen verhältnismäßig nicht sehr breiten Streifen grober Schuttbildungen und ließ in einiger Entfernung von der Strandzone, genau so wie in Zeiten tektonischer Ruhe und schwächerer Abtragung des Hinterlandes, schon nur mehr vorherrschend feine Sedimente (Schlierbildungen, Süßwassertegel) zum Absatz gelangen. Wohl aber ist für die während einer Periode verstärkter Bewegung gebildeten, randferneren Ablagerungen eine größere Mächtigkeit zu postulieren. Deutlich prägt sich dies in der Tat in der so auffallend großen Schichtmächtigkeit der vorwiegend feinkörnigen höheren pannonischen Süßwasserschichten und insbesondere des mittelmiozänen Schliers im südlichen steirischen Becken aus. Bei dem engen Zusammenhang, der meist zwischen Hebung und Senkung besteht, ist sogar vorauszusetzen, daß während der Zeit verstärkter Bewegung in den inneren Teilen der Becken nur feinkörnige (vorherrschend tonige) Sedimente zum Absatz gelangen werden, weil eben dank fortdauernder Vertiefung der Becken der grobe Schutt schon an deren Rändern liegen bleibt.

Dagegen wird in den anschließenden Zeiten geringer tektonischer Beweglichkeit und abgeschwächter Abtragung des Rücklandes eine fluviale Zuschüttung der nunmehr nicht mehr oder nur in geringem Ausmaß niedergehenden Vorlandsenke erfolgen und damit auch ein Vorrücken gröberer Sedimentmaterials in ihr und die Ablagerung vor allem sandiger Sedimente selbst im Innern des Beckens Platz greifen können. So kann geradezu eine Verschiebung etwas größerer Schichten in das Innere der Becken mit einer Abschwächung tektonischer Bewegung im schuttfördernden Rückland und seiner Randsenke verknüpft sein. Ein solcher Fall scheint mir z. B. bei der weiten Ausbreitung sandiger Ablagerungen im höheren Pannon des östlichen steirischen Becken (südliches Burgenland) vorzuliegen.

So wie die Perioden besonders verstärkter Gebirgsbewegung auch auf Grund ihrer morphologischen Auswirkungen nicht mit den Erscheinungen der Gegenwart in Parallele gestellt werden können, so dürfte es auch mit dem Entwicklungsbild jener Zeiträume der Fall sein, in welchen die tektonischen Kräfte sehr abgeschwächt waren und in welchen große Teile des Ostalpenkörpers unter dem Einfluß von Senkungen einer weitgehenden

Verschüttung und jedenfalls auch Einrumpfung unterlagen. Daß sich ein solcher Zustand im Laufe des Helvets im Bereiche des steirischen Beckens allmählich angebahnt hatte und daß in einer späteren Phase dieses Abschnitts die zentralalpinen Randgebiete teils von weit vordringenden Meeren (Klagenfurter Becken und Ostkärnten, steirisches Becken), teils von großen Süßwasserseen (Obersteiermark) eingenommen waren, aus welchen die dazwischengelegenen Höhenzüge nur wenig, vermutlich nur in Form von Stümpfen der viel gewaltigeren altmiozänen Alpen, auferragt haben dürften, ist bereits angedeutet worden.

Einer analogen, wenn auch weit weniger ausgeprägten Periode abgeschwächter Gebirgsbildung scheinen die Zeiten des Torton (— Altsarmats) und jene des Unterpannon zu entsprechen. Im Torton greift ein transgredierendes Meer mit feineren Sedimenten über die groben Schuttbildungen oder über Grundgebirge am östlichen Alpenrand vor (Transgression der unteren Leithakalke und Tüfferer Mergel in den Savefalten; Vordringen der marinen Kreuzbergkonglomerate in Südweststeiermark über Süßwasserschichten; übergreifen des Tortonmeers über die Sinnersdorfer Konglomerate am Nordostsporn (Pinkafeld-Friedberger Bucht) und über den Bereich der Auwaldschotter (Brennberggebiet), Eingreifen des Meeres der zweiten Mediterranstufe in das inneralpine Wiener Becken und in die Kalkalpen hinein (Gaadener „Bucht“).¹⁾

Das unterste Pannon treffen wir ebenfalls mehrfach transgredierend an. Es greift in den nordöstlichen Savefalten (bei Viniza) über Leithakalke vor, es bedeckt im Murinselgebiet (zwischen unterster Mur und Drau) unmittelbar marine Sedimente, es deutet im Steirischen Becken — dem sandigen Obersarmat gegenüber — durch seine einheitliche und auch in der Küstenzone feinkörnige Congerientegelfacies zweifelsohne auf den Bestand eines etwas höheren Wasserspiegels, es erfüllt „vorpontische“ Rinnen am Nordsaum des Rosaliengebirges und erscheint auch speziell im südlichen Wiener Becken, gegenüber der dort vorherrschenden konglomeratisch-schotterigen Schichtfacies des Obersarmats (Piestingdelta!), als vordringende Überflutung.

Schließlich wird, wenn auch in noch eingeschränkterem Maße, ein längerer Zeitabschnitt des höheren Pannons als eine Phase relativer tektonischer Ruhe und örtlicher Transgressionen anzusehen sein, wie speziell aus den Sedimentverhältnissen im Steirischen Becken entnommen werden kann.

Mit nur wenigen Worten sei noch die Entwicklung des tektonischen Charakters der östlichen Randgebiete der Alpen im Laufe der jungtertiären Geschichte gestreift, welche ich schon 1927 und 1930 gekennzeichnet habe:

Im älteren und mittleren Miozän schroffe Hebung von Teilschollen über die randlichen Senken während der beiden Hauptzeiten tektonischer Bewegungen mit scharfer Ausprägung, tiefer alpiner Senkungsmulden! Dazwischen lange Zeiten mit größeren, weithin ausgreifenden marinen und limnischen Transgressionen und Denudationen!

¹⁾ C. A. Bobies (1926) stellt in seiner interessanten Studie zwar einen Teil der marinen Sedimentfüllung der Gaadener „Bucht“ bereits ins Helvet, in welcher Auffassung ich ihm jedoch nicht folgen kann.

Im höheren Miozän und Pliozän allmählicher Übergang zu mehr geschlossener, wenn auch, besonders anfänglich, noch stärkerer differenzierter Hebung des Alpenkörpers und Verdrängung der Senkungen in die Randzone!

Daraus folgt aber die für die Morphologie wichtige Schlußfolgerung, daß der speziell auch von der Tektonik der betreffenden Zeit abhängige Ablauf der Landformung sehr wechselnden orogenetischen Einflüssen unterworfen war und daß daher nicht die Abtragsvorgänge, wie sie sich gegenwärtig in den Alpen vor unseren Augen abspielen, zur Beurteilung der jungtertiären Landformung direktherangezogen werden können.

Als weiterer wichtiger, die Abtragung beeinflussender, von den gegenwärtigen Verhältnissen abweichender Faktor tritt das Klima in den Vordergrund. Es wurde schon darauf verwiesen, daß nach vorherrschender Meinung in unseren Gebieten in der Miozänzeit ein subtropisches tropisches Klima geherrscht hat (vgl. hiezu Harrassowitz und Ralph von Königswald). Die vielfach verbreitete Meinung, daß bei tropischem oder subtropischem humidem Klima dank der Waldbedeckung kein wesentlicher Abtrag erfolgen könne, erscheint wohl durch die lichtvollen Darlegungen von Behrmann, Sapper, Walter Penck u. a. widerlegt. Ich verweise speziell auf die interessanten Schilderungen der beiden Erstgenannten, welche klar erkennen lassen, wie unter dem Einfluß eines tropischen warmfeuchten Klimas mit großen Niederschlägen, durch die ständigen Platzregen ein immer nach der Tiefe zu fortschreitendes Aufweichen der Berghänge, oft unterhalb der darüber wachsenden Vegetationsdecke erfolgt (subsilvanes Bodenfließen); wie ferner Rutschungen, Bergstürze, Muren und Windbrüche eine alltägliche Erscheinung sind und wie die in kürzesten Intervallen immer wiederkehrenden Hochwässer bei raschem Anschwellen der Hochwasserfluten und beim Herabstürzen von den Bergen gewaltige Massen zersetzter Gesteinsmaterialien, speziell in Form von Schlamm, mit sich führen. Auch der Transport frischen Gesteinsmaterials, dessen Ablösung von den nur in den Gebirgsschluchten entblößten Felsgesteinen her erfolgt, geht ständig, wenn auch nicht in sehr bedeutendem Maße vor sich. Durch diese Denudationsvorgänge wird gewaltiges Material vom Gebirge abgetragen und in Form schlammiger Massen auf riesigen Flächen an seinem Fuße ausgebreitet.

Die Abtragungerscheinungen, wie sie Behrmann von Neuguinea, einem ganz jungendlich und schroff herausgehobenen, von tiefen Randsenken begleiteten Gebirge anschaulich beschreibt, scheinen mir für die Beurteilung der östlichen Alpenrandentwicklung zur Zeit der Bewegungsphasen des Miozäns, wo anscheinend ähnliche Verhältnisse geherrscht haben, von Bedeutung zu sein. Denn nahezu alle von Behrmann angeführten Erscheinungen finden sich in den Ablagerungen wieder: So kennzeichnet der große Reichtum der zubringenden Flüsse an Sedimenten gerade unsere miozänen Land-, Süßwasser- und Meeresbildungen am östlichen Alpenrande. Der große Anteil von Sand und Schlick in dem außerhalb der eigentlichen Flußrinnen und ihrer Mündungen gelegenen Bereiche kehrt ebenfalls bei uns wieder (z. B. mächtige sandig-tonige Zwischenlagen zwischen den Arnfelder Konglomeraten, rascher Übergang in den sehr mächtigen Schlier; Zusammensetzung der unteren Eibis-

walder Schichten aus einem glimmerreichen Abschwehmschutt der Koralpe, was auf eine sehr weitgehende Zersetzung der kristallinen Gesteine im Miozän schließen läßt; sehr reichliche, sandig-tonige Zwischenlagen im Bereiche der Sinnersdorfer Schotterserie usw.) Es ist nicht das Bild einer weitgehenden Saigerung und „Aussandung“ des Materials, sondern das einer reichlich schlammigen Brühe, welche, weite Strecken überziehend, von den Randbergen herabgeschwemmt wurde. Auch die reichlich eingebetteten vegetabilischen Reste (in Gestalt von Flözschmitzen) harmonisieren mit den reichlichen Einstreuungen von Holzresten in den heutigen Sedimenten warmfeuchter Klimate. Besonders möchte ich auf die gewaltigen Muren- und Bergsturzmassen verweisen, die sowohl im Altmiozän des Radelgebirges wie im Mittelmiozän des Nordostsporns in der Schichtfolge eingeschaltet sind, wobei speziell im letzteren Bereiche eine aus ganz zersetztem kristallinem Schiefermaterial bestehende, gewaltige Schuttbildung vorliegt, während das vorwiegend rote, leuchtende Zement (besonders im basalen Teil der Ablagerung) auf weitgehende Abschwehmung einer lateritischen Verwitterungsdecke schließen läßt. Besonders bezeichnend sind in dieser Hinsicht die Aufschlüsse westlich von Zöbern bei Aspang. Reste einer tertiären Verwitterungsdecke sind, worauf Kieslinger verwiesen hat (1927; 1929), auch aus dem Gebiete der Koralpe und anderen Teilen der östlichen Zentralalpen feststellbar und von J. Stiny (1926; 1927) speziell aus der Grauwackenzone beschrieben.

Auch hier wieder kann der Vergleich mit den heutigen Verhältnissen in feuchtwarmen (tropisch-subtropischen) Gebieten gemacht werden, indem die dort erkennbaren mächtigen Schichtanhäufungen mit lateritischer Beimischung und das gleichzeitige Auftreten von Schotterkegeln, die ihr Material aus dem durch Durchnagung der Lateritdecke bloßgelegten Felsen beziehen, herangezogen werden.

R. Janoschek hat, von dem richtigen Gesichtspunkte ausgehend, daß für die Erklärung miozäner Abtragsvorgänge nicht die heutigen klimatischen Verhältnisse Mitteleuropas in Betracht gezogen werden können, den Versuch unternommen, die Entstehung der Auwaldschotter und des Brennberger Blockstroms unter dem Gesichtspunkte eines semiariden Klimas (mit nur zeitweiligen Niederschlägen) zu deuten. Gewiß würden sich, wie z. B. die Verhältnisse in Zentralasien zeigen, große Blockaufschüttungen am Saume eines Gebirges auch unter semiariden Verhältnissen erklären lassen. Ich glaube aber, daß angesichts der vorerwähnten Beobachtungen das Bild eines tiefgründig zersetzten, unter dem Einfluß eines humiden Klimas, mit vorherrschend chemischer Verwitterung, stehenden Gebirges, mit reichlichen Roterdebildungen und bedeutenden Niederschlägen, den Verhältnissen besser gerecht wird, um so mehr, als die Anzeichen lebhafter Vegetation (Blattreste, Astwerk usw.) im Bereiche der Schuttströme selbst für ein humides Klima herangezogen werden können. Nach derselben Richtung weist auch das Auftreten von ausgedehnten Kohlenflözen, sowohl im Bereiche der unteren Eibiswalder Schichten, wie der Sinnersdorfer Schotter, welche vielfach auch sich unmittelbar an der Basis der transgredierenden Miozänablagerung vorfinden. Jedenfalls ist aber die Anregung R. Janoscheks, zur Deutung tertiärer sedimentbildender Vorgänge den Einfluß des Klimas schärfer zu erfassen, als sehr begrüßenswert anzusehen.

Zusammenfassung.

In der vorliegenden Studie sollte gezeigt werden, wie sich aus der Abmessung der am östlichen Alpenrande feststellbaren Mächtigkeiten miozäner und pliozäner Ablagerungen und aus der Untersuchung nachträglich gestörter Jungtertiärprofile mehr oder minder sichere Anhaltspunkte für die Größe neogener Abtragungen gewinnen lassen.

Zunächst wurde ein kurzer Überblick über die stratigraphische Gliederung des Jungtertiärs am östlichen Alpenrande gegeben, welche als Aus- und Umbau der von mir (1913/2) und von W. Petrascheck (1915) entworfenen Stratigraphie anzusehen ist. Hiedurch sollte der nötige Rahmen für die zeitliche Einordnung der mannigfachen Abtragungs- und Aufschüttungsvorgänge und der diesen zugrunde liegenden tektonischen Bewegungen geschaffen werden.

Es wurden sodann teils auf Grund der vorhandenen Bohrungen, teils auf Grund der bei genauen Begehungen von Profilen erhaltenen Schätzwerte Daten über die Mächtigkeit der einzelnen Miozän- und Pliozänstufen am Ostraume der Alpen und in der anschließenden ungarischen Tiefebene heigehracht, aus welchen hervorgeht, daß wir es mit sehr gewaltigen Aufschüttungen zu tun haben. Addiert man die in den Zonen jeweils stärkster feststellbarer Aufschüttung (in den tiefsten Teilen der Randsenken) nachgewiesenen Schichtmächtigkeiten, so erhält man für das gesamte Jungtertiär am östlichen Alpenrande, bzw. in der ungarischen Ebene Mächtigkeitswerte von etwa 8000—10.000 *m*, wobei freilich ausdrücklich zu betonen ist, daß diese Ablagerungen nirgends übereinander, sondern nur in nehereinander gelegenen Flächenräumen in zeitlicher Folge zur Ablagerung gelangt sind. Schon aus diesen Feststellungen ergibt sich die große Bedeutung jungtertiären Abtrags am östlichen Alpensaum.

Aus dem Studium gestörter Gebirgsprofile mit miozänem und pliozänem Schichtinhalt wurde weiters der Versuch unternommen, die Werte der Abtragung festzustellen, welche diese, aus jungem Gesteinsmaterial aufgebauten, im Jungmiozän-Pliozän aufgefalteten oder gehobenen Schollen in bestimmten Zeiträumen nachträglich erfahren haben. Auch hieraus resultierte ein sehr hedeutendes Ausmaß jugendlicher Abtragung! In den Zeiten des höheren Miozäns und des ältesten Pliozäns allein wurden junge Faltengebölbe (Beispiele: Poßbruck, Remschnigg, Bucklige Welt am Nordostsporn der Zentralalpen) his zu etwa 1000 *m* und mehr, flächenhaft, ihrer jungen lockeren Schichtdecke beraubt. Für die Zeit des Pannons (Altpliozäns) muß im Bereiche junger Auffaltung eine Abräumung von mindestens bis zu 400 *m* mächtigen, lockeren Schichten als ein Mindestwert gelten (Beispiel: Trojana-Falte im Bereiche der Savezone). In der nachpannonischen Epoche (Mittel-Oberpliozän-Quartär) konnte in dem gehohlenen steirischen Hügellande ein Durchschnittswert an flächenhafter Abtragung von etwa 300 *m* und im Bereiche pliozäner Auffaltung (östliche Savefalten), über den Gebölbescheiteln, noch wesentlich höhere Werte vorausgesetzt werden!

In einem letzten Abschnitt wurden die Faktoren erörtert, welche für die jungtertiäre Abtragung als leitend in Anspruch genommen werden

können und welche wesentliche Abweichungen von den heute am östlichen Alpenrand wirksamen Abtragsvorgängen aufzeigen. Zunächst wurde auf die unmittelbare Nähe der marinen oder limnischen Erosionsbasis während des größten Teils der Jungtertiärzeit verwiesen, wodurch naturgemäß ein Liegenbleiben des Abtragsschutts am Saume des Gebirges und eine Beeinflussung der Denudationsvorgänge gegeben sein mußte. Dann wurde betont, daß sich im Laufe der Jungtertiärzeit kräftige Gebirgsbildungsphasen mit solcher starker Abschwächung der tektonischen Vorgänge feststellen lassen und daß auch die Art der Bewegungen und ihre räumliche Verteilung im Laufe des Jungtertiärs Veränderungen unterworfen war. Hiedurch mußten auch die Abtragsvorgänge in einer von der Tektonik abhängigen, wechselnden Art und Weise sich abspielen. Schließlich wurde der große Einfluß hervorgehoben, der dem tropisch-subtropischen Klima des Miozäns (teilweise auch noch des Pliozäns) für viele Einzelheiten der neogenen Denudationsvorgänge zukommt. Es wurde der Versuch unternommen, zu zeigen, wie sich viele Details der miozänen Ablagerungsbilder mit Erscheinungen decken, wie sie sich gegenwärtig im Bereich der humiden, warmen Klimate der Gegenwart beim Ablauf der auch dort sehr kräftigen Denudation beobachten lassen.

Alle Ergebnisse weisen darauf hin, daß angesichts der großen Abtragsvorgänge in jungtertiärer Zeit unsere alpinen Landschaften, mit den Resten alter Landoberflächen, im wesentlichen jünger zu datieren sind, als es von der Mehrzahl der Forscher bisher angenommen wurde, daß somit für die von einigen wenigen Fachleuten ausgesprochene Annahme jugendlichen (im wesentlichen pliozänen) Alters des ostalpinen Formenschatzes (Stiny, 1924, Kober, 1926, Klüpfel, 1930) aus der Mächtigkeit jungen Abtragsschutts und aus sicher feststellbaren Denudationsvorgängen im Bereiche jung gehobener, gefalteter und abgetragener Schollen tatsächlich einwandfrei Beweise beigebracht werden können. Durch diese Feststellung erscheint auch eine gewisse Annäherung an die von westalpinen Forschern ganz allgemein angenommenen, sehr gewaltigen jungen Abtragswerte¹⁾ erzielt und die auf diesem Gebiete bisher zwischen ostalpinen und westalpinen Auffassung bestehende Diskrepanz einigermaßen abgeschwächt.

Literaturverzeichnis.

- 1925/1926 Aigner A. „Die geomorphologischen Probleme . . .“ Zeitschrift für Geomorphologie. 1.
 1922 Ampferer O. Über morphologische Arbeitsmethoden. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien.
 1923 Ampferer O. „Über das Verhältnis . . .“ Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien.
 1925 Ampferer O. „Über einige Beziehungen . . .“ Zeitschrift für Geomorphologie. 1.
 1926/1 Ampferer O. „Beiträge . . .“ Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien.
 1926/2 Ampferer O. „Über größere junge Formveränderungen . . .“ Zeitschrift für Geomorphologie. 1.

¹⁾ Vgl. hiezu A. Heim, welcher über den penninischen Alpentellen den jungen Abtrag einer Gesteinsdecke von 30—40 km Mächtigkeit voraussetzt. Siehe auch die wichtigen Feststellungen von F. Machatschek (1930).

- 1932 Andrusow D. „Critique . . .“ Vestník slátního geolog. Ustavu Prag. 8.
- 1922 Baedeker D. „Zur Morphologie . . .“ Geographischer Jahresbericht aus Österreich. 12.
- 1929 Beck H. „Jahresbericht . . .“ Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien.
- 1921 Behrmann W. „Die Oberflächenformen . . .“ Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde Berlin.
- 1928 Behrmann W. Die Insel Neuguinea. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde Berlin. Sonderband.
- 1930 Benda L. „Vasvármegye . . .“ Hidr. Közl. Bndapest.
- 1933 Benda L. „Artesische Brunnen . . .“ Folia Sabariensia. Szombathely.
- 1884 Bittner A. „Das Tertiärgebiet . . .“ Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt Wien.
- 1926 Bobies C. A. „Das Gaadener Becken“. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien.
- 1931 Brandl W. „Die tertiären Ablagerungen . . .“ Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien.
- 1933 Brückner E. „Alte Züge . . .“ Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde Berlin.
- 1927 Friedl F. „Über die jüngsten Erdölforschungen . . .“ Petroleum. 6.
- 1929 Friedl F. „Zur Frage . . .“ Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien. 1929.
- 1931 Friedl F. „Über die Gliederung . . .“ Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien.
- 1933 Friedl F. „Die Erschließung . . .“ Internationale Zeitschrift für Bohrtechnik, Erdöl und Geologie.
- 1932 Gaal St. v. „Der geologische Aufbau der Umgebung von Hajdu-Szoboszló.“
- 1913 Götzinger G. „Zur Frage . . .“ Mitteilungen der geographischen Gesellschaft Wien.
- 1931 Götzinger G. „Die Drachenhöhle . . .“ Speläolog, Monographien. 7, 8.
- 1926 Harrassowitz G. „Laterit.“ Berlin. Verlag Gebrüder Borntraeger.
- 1918 Hassinger H. „Geomorphologische Studien . . .“ Bihl-geographische Handbücher Stuttgart. Penck-Festband.
- 1915 Heritsch F. „Beobachtungen . . .“ Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark.
- 1923 Heritsch F. „Morphologie . . .“ Petermanns geographische Mitteilungen.
- 1925 Heritsch F. „Die jugendliche Hebung . . .“ Zeitschrift für Geomorphologie. 1.
- 1927 Heritsch F. „Die Entstehung der Hochgebirgsformen . . .“ Graz. Verlag Leuschner-Lubensky.
- 1930 Hese mann J. „Petrographische . . .“ Zeitschrift für Geschiebeforschung. 6.
- 1926 Hießleitner G. „Das Wieser Revier“. Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch. 74.
- 1837 Höfer H. v. „Das Miocän . . .“ Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt Wien.
- 1877 Hofmann K. „Mitteilung der Geologen der kgl. ungar. geologischen Anstalt . . .“ Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt Wien.
- 1930 Hucke K. „Neue Untersuchungen . . .“ Zeitschrift für Geschiebeforschung. 4.
- 1903 Hoernes R. Bau und Bild der Ebenen Österreichs. Wien. Verlag Tempksy.
- 1932 Jakobsen W. „Über Eocänkgerölle . . .“ Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien.
- 1913 Jäger R. „Ein Gerölle . . .“ Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt Wien.
- 1931 Janoschek R. „Die Geschichte . . .“ Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien.
- 1931/1 „Jungtertiäre Blockschlammströme . . .“ Anzeiger der Akademie Wien.
- 1929 Kahler F. „Karawankenstudien II.“ Zentralblatt für Mineralogie usw.
- 1931 Kahler F. „Zwischen Wörthersee . . .“ Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark. 68.
- 1925 Kautsky F. „Die boreale . . .“ Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien.
- 1930 Kerner Marilaun F. v. „Paläoklimatologie.“ Berlin. Verlag Gebrüder Borntraeger.
- 1924 Kieslinger A. „Die vormiocäne Oberfläche . . .“ Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien.
- 1927 Kieslinger A. „Alte und junge Verwitterung . . .“ Sitzungsberichte der Akademie Wien.
- 1928 Kieslinger A. „Geologie . . .“ Sitzungsberichte der Akademie Wien. 137.
- 1928 Kieslinger A. „Tertiäre . . .“ Geologische Rundschau. 19.
- 1925/1 Klebelsberg R. „Das Anthiz . . .“ Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft. 77.
- 1925/2 Klebelsberg R. „Die Erhebung . . .“ Ebeudort.
- 1931 Klöpfel W. „Über das Alter . . .“ Geologische Rundschau. 22.
- 1926 Kober L. „Geologie der Landschaft um Wien“. Verlag Springer.
- 1931 Kober L. „Das alpine Europa . . .“ Berlin. Verlag Gebrüder Borntraeger.

- 1930 Koenigswald R. v. „Die Klimaänderungen...“ Zeitschrift für Geschiebeforschung. **6.**
- 1916 Kossmat F. „Die morphologische Entwicklung...“ Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde Berlin.
- 1928 Krebs N. „Die Ostalpen...“ Stuttgart 1928.
- 1931 Krejci-Graf F. & Wenz W. „Stratigraphie...“ Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft.
- 1932 Krejci-Graf F. „Parallelisierung...“ Geologische Rundschau. **23.**
- 1927 Küpper H. & Bobies C. A. „Das Tertiär...“ Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien.
- 1922 Leyden F. „Die Entwicklung...“ Geologische Rundschau. **12.**
- 1924 Leyden F. „Die Grundfragen...“ Geologische Rundschau. **15.**
- 1925/1 Lichtenegger N. „Das Bewegungsbild...“ Die Naturwissenschaften. **13.**
- 1925/2 Lichtenegger N. Die Rax. Geographischer Jahresbericht aus Österreich.
- 1916 Loczy L. v. „Die geologischen Formationen...“ Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen usw. Budapest.
- 1922 Machatschek F. v. „Morphologische Untersuchungen...“ Ostalpine Formenstudien. **4.**
- 1924/25 Machatschek F. v. „Morphologische Probleme...“ Mitteilungen der geographisch-ethnographischen Gesellschaft in Zürich.
- 1928 Machatschek F. v. „Zur Morphologie...“ Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde Berlin. Sonderband.
- 1931 Machatschek F. v. „Neue Ergebnisse...“ Geographischer Anzeiger. **31.**
- 1929 Meyer R. „Morphologie...“ Denkschriften der Akademie der Wissenschaften Wien. **102.**
- 1913 Mohr H. „Geologie...“ Denkschriften der Akademie der Wissenschaften Wien. **82.**
- 1932 Papp K. v. „Die geologische Karte Ungarns“. Földtani szemle Budapest. **1.**
- 1930 Pavai-Vajna „Das Vorkommen...“ Aus Engler-Höfer. „Das Erdöl.“ Leipzig.
- 1919 Penck A. „Die Gipfflur...“ Sitzungsberichte der preußischen Akademie der Wissenschaften. **14.**
- 1924 Penck A. „Das Antlitz...“ Die Naturwissenschaften. **47.**
- 1924 Penck W. „Die morphologische Analyse“. Stuttgart. Verlag J. Engelhorn's Nachf.
- 1921—1922 Petrascheck W. „Der geologische Bau...“ Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch. **69—70.**
- 1925—1926/1 Petrascheck W. „Kohlengeologie... VI.“ Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch. **73.** Bd.
- 1925—1926/2 Petrascheck W. „Kohlengeologie... VI/2.“ Wie oben.
- 1925—1926/3 Petrascheck W. „Kohlengeologie... VII.“ Wie oben.
- 1925—1926/4 Petrascheck W. „Kohlengeologie... VII/2.“ Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch. **73.**
- 1927 Petrascheck W. „Die Kohlenlager...“ Zeitschrift des oberschlesischen Berg- und hüttenmännischen Vereins. **66.**
- 1930 Petrascheck W. „Erdöl...“ in Engler-Höfer. „Das Erdöl.“ Leipzig.
- 1875 Radimsky V. „Das Wieser Bergrevier.“ Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen für Kärnten.
- 1932 Richter M. „Morphologie...“ Zeitschrift für Morphologie. **7.**
- 1917 Sapper K. „Geologischer Bau...“ Braunschweig. Bei Vieweg u. Sohn.
- 1918 Schafarzik F. „Kurze Skizze...“ Földtany közlény. **48.**
- 1922 Schlesinger G. „Die Mastodonten...“ Palaeontographica Hungarica. **2.**
- 1923 Schmidt W. „Gebirgsbau...“ Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien.
- 1923 Schwinner R. „Die Oberflächengestaltung...“ Ostalpine Formenstudien.
- 1924 Schwinner R. „Geologisches...“ Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins.
- 1922 Sölich J. „Grundfragen...“ Geografisk Annaler Stockholm.
- 1925 Sölich J. „Das Formenbild...“ Geographische Zeitschrift. **31.**
- 1928 Sölich J. „Die Landformung der Steiermark.“ Verlag des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark.
- 1924 Stille H. „Grundfragen der vergleichenden Tektonik.“ Berlin, Verlag Gebrüder Bornträger.
- 1922/1 Stiny J. „Beziehungen...“ Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Wien.

- 1922/3 Stiny J. „Beziehungen . . .“ Zentralblatt für Mineralogie usw.
 1923/1 Stiny J. „Die ostalpinen . . .“ Zentralblatt für Mineralogie usw.
 1923/3 Stiny J. „Randbemerkungen . . .“ Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien.
 1924 Stiny J. „Hebung und Senkung.“ Petermanns geographische Mitteilungen.
 1926 Stiny J. „Bewegungen . . .“ Die Wasserwirtschaft.
 1926—1927 Stiny J. „Aufnahmeberichte im Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt. Verhandlungen Nr. 1.
 1931/1 Stiny J. „Zur Oberflächenformung . . .“ Zentralblatt für Mineralogie usw. (Abt. B.)
 1931/2 Stiny J. „Zur südlichen Fortsetzung . . .“ Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien.
 1923 Sümeghy J. v. „Geologische Beobachtungen . . .“ Földtany Kőzlöny.
 1920 Sueß F. E. „Zur Deutung . . .“ Geologische Rundschau. 11.
 1929 Sueß F. E. „Grundsätzliches . . .“ Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft. 81.
 1896 Teller F. „Erläuterungen zur geol. Karte der Ostkarawanken . . .“ Geologische Reichsanstalt Wien.
 1898/1 Teller F. „Erläuterungen . . .“ Blatt: Präßberg a. d. Sann.
 1898/2 Teller F. „Miozäne . . .“ Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt Wien.
 1899 Teller F. „Erläuterungen . . .“ Blatt: Pragerbof—Windisch-Feistritz.
 1907 Teller F. „Geol. Spezialkarte, Blatt Cilli—Ratschach.“ Geologische Reichsanstalt Wien.
 1919 Tornquist A. „Das Erdbeben . . .“ Mitteilungen der Erdbebenkommission der Akademie der Wissenschaften. 55.
 1914 Toula F. „Die Tiefbohrung . . .“ Abhandlungen der Deutschen Akademie der Naturforscher Halle. C, 3.
 1918 Trauth F. „Das Eozänvorkommen . . .“ Denkschriften der Akademie der Wissenschaften. Wien. 95.
 1930 Vendl M. „Die Geologie der Umgebung von Sopron.“ II. T. Erdeszéti Kiserlelek.
 1930 Waagen W. „Die Bohrung . . .“ Montanistische Rundschau.
 1913/1 Winkler A. „Das Eruptivgebiet . . .“ Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt Wien.
 1913/2 Winkler A. „Untersuchungen . . .“ Ebendort.
 1914 Winkler A. „Über jungtertiäre . . .“ Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien.
 1923 Winkler A. „Über die Beziehungen . . .“ Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften Wien. 132.
 1926/1 Winkler A. „Zur geomorphologischen . . .“ Geologische Rundschau. 17.
 1926/2 Winkler A. „Das jüngere Entwicklungsbild . . .“ Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde Berlin.
 1926/3 Winkler A. „Das Abbild . . .“ Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft. 78.
 1926/4 Winkler A. „Der jungtertiäre . . .“ Zeitschrift für Vulkanologie.
 1927/1 Winkler A. „Das südweststeirische . . .“ Denkschrift der Akademie der Wissenschaften Wien. 101.
 1927/2 Winkler A. „Erläuterungen . . . Blatt: Gleichenberg.“ Geologische Bundesanstalt Wien.
 1927/3 Winkler A. „Die geologischen . . .“ Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien.
 1927/4 Winkler A. „Über die sarmatischen . . .“ Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien.
 1927/5 Winkler A. „Die morphologische . . .“ Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft Wien.
 1928/1 Winkler A. „Über Lebensspuren . . .“ Verhandlungen der Zoologisch-Botanischen Gesellschaft Wien.
 1928/2 Winkler A. „Über neue Probleme . . .“ Zentralblatt für Mineralogie usw.
 1928/3 Winkler A. „Über die Zusammenhänge . . .“ Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde. Berlin.
 1928/4 Winkler A. „Aufnahmebericht . . .“ Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien.
 1928/5 Winkler A. „Über Studien . . .“ Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien. 137.

- 1928/6 Winkler A. Erläuterungen zu den Exkursionen der D. geologischen Gesellschaft in Wien.
- 1929/1 Winkler A. „Über Probleme...“ Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft Wien. 72.
- 1929/2 Winkler A. „Das Radelgebirge...“ Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien.
- 1929/3 Winkler A. „Die jüngeren...“ Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien.
- 1930 Winkler A. „Aufnahmebericht...“ Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien.
- 1932 Winkler A. Geol. „Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt: Marburg.“
- 1933/1 Winkler A. „Die jungtertiären...“ Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften Wien. 142.
- 1933/2 Winkler A. „Aufnahmebericht...“ Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien.
- 1933/3 Winkler A. „Das vortertiäre...“ Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien.
- 1933 Zeuner F. „Die Schotteranalyse...“ Geologische Rundschau. 24.

Wien, im Juni 1933.

Nachtrag:

- 1933 Büdel J. „Die morphol. Entwicklung...“ Berliner geograph. Arbeiten.
- 1933 Seefeldner E. „Zur Altersfrage...“ Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft Wien. 76.
- 1921 Winkler A. „Beitrag zur Kenntnis... Pliozäns“ Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt Wien.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorbemerkung	233
I. Teil: Neuere Auffassungen über die junge Entwicklung des östlichen Alpenrandes	233—237
II. Teil: Einige Bemerkungen zur stratigraphischen Gliederung des östlichen Alpenrandes	237—242
III. Teil: Die Mächtigkeit und Bedeutung jungtertiärer Aufschüttung am östlichen Alpenrande	242—251
IV. Teil: Die Feststellung jungen Abtrags auf Grund des Lagerungsbildes im miozän-pliozänen Schichtbereich	251—260
V. Teil: Bemerkungen zu den die Abtragung beeinflussenden Faktoren . .	261—266
Zusammenfassung	267—268
Literaturverzeichnis	268—272
Inhaltsverzeichnis	273
Bemerkung zu Tafel VII	274

Bemerkung zu Tafel VII.

In den Fig. 2 und 4: *Br* = Bruch.

In den Fig. 2 bis 4: Die römischen Ziffern (*I, II, III, IV*) beziehen sich auf die unmittelbar darunter auf dem Profil angedeuteten, in das Pliozän (z. T.?) gestellten, altersverschiedenen Landflächenreste, bzw. Terrassen. (*I* = vermutlich älteres Pliozänniveau, *II* bis *IV* = jüngere Pliozänniveaus.)

In Fig. 2: *P* = mutmaßliche primäre Höhe der pannonischen Aufschüttung.

M = mutmaßliche Niveaulage der Talböden im mittleren Pliozän.

Zu Fig. 4: Die Bergkontur über jener der heutigen Koralpe soll schematisch die Höhe der mittelmiozänen Koralpe veranschaulichen.

T = quartäre Terrassen im Murtalboden.

A. Winkler: Ergebnisse über junge Abtragung und Aufschüttung am Ostrande der Alpen.

