

Über naturgetreue Darstellung orogentektonischer Erscheinungsformen.

Mit einigen Bemerkungen zur Frage der Gebirgsbildung.

(Mit 1 Tafel.)

Von Emanuel Christa.

Bedeutendere Massenverlagerungen im Deckgebirge lassen sich als solche meist nur gedanklich erfassen; finden sie doch morphologisch nur sehr selten ihren unmittelbaren und zugleich eindeutigen Ausdruck. So werden Überfaltungen und Deckenschübe in der Regel erst durch eine sorgfältig durchgeführte geologische Kartierung klargestellt. Und wenn wir einmal im Landschaftsbilde selbst oder auf einem alle Einzelheiten scharf wiedergebenden Lichtbilde großtektonische Gegebenheiten erkennen oder zu erkennen glauben, so sind uns dabei, ohne daß uns dies immer zu Bewußtsein kommt, meist in recht weitgehendem Maße gedanklich gewonnene Vorstellungen zu Hilfe gekommen. Der wohl stets nur in örtlich engster Umgrenzung mögliche Aspekt eines an Ort und Stelle gesehenen großtektonischen Überschiebungsrandes berechtigt uns beispielsweise trotz so mancher hier wahrnehmbarer durchaus charakteristischer Eigentümlichkeiten nicht ohne weiteres zu der Annahme einer Deckenüberschiebung; denn an sich könnte es sich hier, worauf in der Literatur oft genug hingewiesen wurde, ebensogut nur um ein mehr oder weniger bedeutungsloses randliches Übergreifen der hangenden Gesteinsmasse über einen seitlich abgesunkenen Schichtkomplex handeln. Im Forschungsgebiete der Ostalpen hat sich denn auch, wir brauchen das heute nicht mehr in Abrede zu stellen, die allgemeine Erkenntnis von dem Vorhandensein weiträumiger Deckenüberlagerungen erst nach zähem Widerstreben durchgesetzt, was übrigens angesichts der anderwärts weit rascher und ausgiebiger sich geltend machenden deckentheoretischen Schematisierungsversuche auch wieder sein Gutes hatte.

Ein den Ostalpen entnommenes Beispiel derartigen Deckenschubs von kaum übertroffener Evidenz — das überschobene Areal beträgt an dieser Stelle allein mindestens 100 km^2 — haben wir im Gebiete des Hochvogels und der Hornbachkette vor uns. Hier kommen bekanntlich an der Basis der die Gipfelketten und die eigentliche Felsregion aufbauenden, vorwiegend triassischen Schichtpakete mitten am Hang der breiten Erosionsfurchen des Hornbachtals allenthalben die jungen Schichten des Jura zutage, u. zw. nach oben hin umfaßt von einer die beiden Schichtkomplexe trennenden Grenzlinie, die, wie die sehr sorgfältige Kartierung¹⁾ ergab, fast nach Art

¹⁾ Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Lechtal 1: 75.000, ausgegeben 1914.

einer Isohypsenkurve in all die kleinen Seitentälchen buchtförmig eingreift. Obendrein befindet sich hier eine fast ganz isoliert dazwischengestellte triassische Aufragung, der ansehnliche Gebirgszug des Lechlerkanzes, welcher sich mit seinen lappenförmig zerschlitzten, fast an Laubsägearbeit erinnernden Umrißlinien als ein durch die Talerosion aus heterogenem Untergrunde herauspräparierter Deckenrest zu erkennen gibt. Ist auch die Lagerung der hier beteiligten Schichten keineswegs durchgehend horizontal, sondern mehrfach gestört bei teilweise steilem Einfallen, so lassen Verlauf und Lage jener Grenzlinie schlechterdings nur die Annahme eines ausgedehnten Deckenschubs zu. Für eine Vorstellung, als wären hier, etwa längs Verwerfungsspalten, Schollen mit erhalten gebliebenen jüngeren Schichten just im Ausschnitt der genannten Täler in die Tiefe gesunken, bliebe kein Raum mehr. Solche Beispiele warnen geradezu vor einem allzu bebarrlichen Skeptizismus in der Interpretation typisch alpiner, von horizontalen Dislokationen nun einmal beherrschter Großtektonik. Mit Nachdruck auf sie hinzuweisen erscheint auch heute noch nicht ganz überflüssig.

Aber selbst in diesem eklatanten Falle findet sich gerade das nicht verwirklicht, was ich mit dem Leitgedanken meiner nachstehenden Ausführungen im Auge hatte: die Möglichkeit einer naturgetreuen Darstellung orogen-tektonischer Phänomene. Wohl macht sich bei diesen Allgäuer Landschaftstypen der morphologische Gegensatz zwischen Jura- und Triassschichten auch dort in aller Schärfe geltend; über die hier ausschlaggebende Frage der tektonischen Auflagerung der beiden voneinander getrennten Schichtkomplexe aber sagt uns das Landschaftsbild eigentlich nichts. Sollten demnach Beispiele der gewünschten Art in der Natur so schwer zu finden sein? Nun kennen wir ja nicht nur in den West-, sondern auch in den Ostalpen weitausgreifende Liegendfallen, die sich prachtvoll im Landschaftsbilde abzeichnen. Allein hier handelt es sich in der Regel mehr um eine bloße Verstärkung der gewöhnlichen Faltung als um Deckenbildung, also jenes Phänomen, dessen tiefere Entstehungsursache auch heute noch zu den großen tektonischen Problemen zählt.

Um schon aus der Betrachtung des Naturobjektes selbst guten Einblick in den Mechanismus einer Überschiebung oder Deckengleitung zu gewinnen, wird man zweckmäßig in Gebieten zu fahnden haben, wo die Massenbewegungen im Deckgebirge besonders heftiger Natur gewesen sind. Das ist wohl der Fall bei den Lechtaler Alpen, deren Bauformel von derjenigen der Berge des bayerischen Allgäus, wie es uns Ampferer in seinen Arbeiten¹⁾ so lebendig dargestellt hat, bereits merklich in dem angegebenen Sinne abweicht.

Ein hervorragendes Belegstück dieser Art ist mir im Sommer 1931 im hintersten Suizeltal, einem unweit Holzgau mündenden Seitentale des oberen Lechs, bekannt geworden. Ampferer äußert sich über diese Örtlichkeit (a. a. O. S. 557) unter Beifügung einer gut orientierenden,

¹⁾ O. Ampferer und W. Hammer, Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu bis zum Gardasee, Jahrbuch der österreichischen Geologischen Bundesanstalt 1911 (Bd. 61), Wien 1911.

schematisch geologischen Ansichtsskizze (Fig. 10 des zitierten Werkes) überaus treffend, wie folgt: „Die Wirkung des Vordringens einer Schubmasse auf ihre eigenen Schichtlagen und auf die Komponenten ihres Untergrundes und Verbandes ist in geradezu ausgezeichnete Klarheit und bis in die feinsten Details lesbar an diesen steilen Berghängen verzeichnet“. Der gewiß nicht so sehr vom alpinlandschaftlichen, als vom rein geologischen Gesichtspunkte aus selten schöne Gebirgsausschnitt schien mir eines zeichnerischen Versuches seiner möglichst naturgetreuen Wiedergabe wert zu sein. Die wohl zunächst hier auftauchende Frage: warum nicht photographische Wiedergabe anstatt des umständlichen und gewiß nicht mühelosen Umweges der Zeichnung, läßt sich am ehesten durch Hinweise auf gewisse, einer zeichnerischen Darstellung besonders zugängliche Eigentümlichkeiten des hier in Frage stehenden Geländeteiles beantworten.

Den bereits erwähnten Mangel an schärfer ausgeprägten Berggestalten steht ein wahrer Reichtum an geologisch interessierenden Einzelheiten gegenüber, welche selbst wieder — normale bis unternormale Sehschärfe des Beobachters vorausgesetzt — zum nicht geringen Teil nur mit Hilfe eines Fernglases in der hier wünschenswerten Deutlichkeit wahrgenommen und festgehalten werden können. Einer derartigen Betrachtungsweise kann man bei einer für naturwissenschaftliche Zwecke gedachten bildlichen Wiedergabe solchen Berggeländes so wenig entraten, wie etwa bei einer ungenau überhaupt nicht denkbaren Aufnahme eines Gipfelpanoramas, wo sie sozusagen eine *conditio sine qua non* bedeutet. Teleaufnahmen können zwar im vorliegenden Falle an sich zum mindesten das gleiche leisten. Allein gerade der von Punkt 2545 ausgehende und beiderseits von muldenförmigen Tälchen eingefasste, nach vorne etwas plump sich rundende Mittelrücken (siehe das Bild) würde in Zusammenhalt mit allen weiter zurückliegenden Partien des Hintergrundes sehr verschiedene Einstellungen des Objektivs bedingen, und die hier nun einmal notwendige Zusammenfügung der so entstandenen Teleaufnahmen zu einem brauchbaren Gesamtbilde dürfte technisch vorerst noch auf ziemliche Schwierigkeiten stoßen.

Ein weiterer für die photographische Wiedergabe im vorliegenden Falle höchst mißlicher Umstand ist die Dunkelheit der Schatten, die oft gerade die feineren Details verbirgt.

Damit in unmittelbarem Zusammenhange steht ein dritter wichtiger Faktor. Im Hochgebirge mit seinem komplizierten Oberflächenrelief spielt für die Betrachtung die Art des jeweiligen Tageslichtes eine eminente Rolle. Gerade der Zeichner, und zwar dieser weit mehr noch als der Maler, kann, darf und soll während seiner Arbeit die ihm zeitlich und örtlich jeweils günstig erscheinenden Bedingungen ganz nach seinem Gutdünken ausnützen, ein Umstand, der für die photographische Momentaufnahme des Landschaftsbildes so gut wie ganz außer Betracht bleibt.

Es ist vielleicht angebracht, auf das, was im folgenden mit naturgetreuer Darstellung gemeint und gewollt ist, nochmals zurückzukommen. Schematisierende Skizzen sind in der Geologie, da ihre vereinfachende Darstellungsart das Verstehen erleichtert und ihre Anfertigung rein technisch kaum größeren Schwierigkeiten begegnet,

außerordentlich beliebt. Speziell auf tektonische Verhältnisse bezogen, dürften sie als bildliche Belege im allgemeinen ihren Zweck erfüllen. Wenn nun aber wie hier die Natur selbst uns tektonische Schaustücke von klassischer Bedeutung und ungewöhnlicher Anschaulichkeit darbietet, wird man deren naturgetreue Wiedergabe wohl als erwünscht gelten lassen dürfen, zumal eine solche Darstellung dann selbst zu einem Gegenstand eingehenden geologischen Studiums werden kann. Naturgetreu im strengsten Sinne des Wortes kann nun aber als Abbildung eigentlich nur eine solche in Farben sein, und ich stehe nicht an, zu behaupten, weiß mich auch darin eins mit namhaften Autoren, die diese Frage schon berührt haben, daß gerade im Hochgebirge, aber auch in allen gebirgigen Gegenden mit spärlicher oder fehlender Vegetationsdecke die Farbenanwendung für die bildmäßige Darstellung speziell stratigraphischer Erscheinungsformen angestrebt werden sollte. Mit in erster Linie die Lechtaler Alpen liefern in ihren schon weit in die vegetationslose Hochregion hineinragenden zentralen Teilen eine überraschende Anzahl dafür besonders geeigneter Objekte. Daß die Farbenphotographie bisher in diesem Sinne nur unvollkommen befriedigende Ergebnisse gezeitigt hat, ist hier nicht weiter zu erörtern.

Die mehr das Körperliche als das Stoffliche betonende und daher für das tektonisch Gegenständliche in der Natur besonders geeignete Zeichnung in Schwarz, wie sie hier gewählt ist, wird übrigens gewisser schematisierender Momente ebenfalls nicht ganz entbehren können. Ich habe hier nicht so sehr jene Fälle im Auge, wo sich mit ein paar mehr oder weniger grob gehaltenen Schraffuren ausgezeichnete Bild-effekte in der Schattenverteilung und im Wechselspiel der natürlichen Farbentönungen erzielen lassen; denn gerade diese Darstellungsmanier ist mit der Einbeziehung feinerer und dem wissenschaftlich geschulten Auge wesentlich erscheinender Einzelheiten in das zur Darstellung gebrachte Gesamtobjekt kaum vereinbar. Die für die Darstellung von Rasenhängen übliche und vorteilhafte Feinschraffur ist beispielsweise eine von den vielen unentbehrlichen Schematismen, die aber trotzdem, und zwar gerade im Zusammenhalt mit einer möglichst sorgfältigen Wiedergabe aller landschaftlichen Details, sozusagen zwangsläufig zu dem Ergebnis führen, daß das zeichnerische Gesamtbild als solches sowohl, wie in allen seinen Einzelheiten die strengen Gesetzmäßigkeiten der Naturwahrheit einwandfrei erfüllt. Unter den genannten Voraussetzungen werden sich auch alle räumlichen Verhältnisse der Zeichnung mit derjenigen des Lichtbildes im allgemeinen decken, unvermeidliche Abweichungen sich aber in der Regel nur als solche geringfügigen Ausmaßes und noch geringerer Bedeutung erweisen. Wo es nötig ist, mit dem Fernglas wahrgenommene wichtige Details etwas kräftiger hervorzuheben, wird dies dem Gesamteindruck objektiver Richtigkeit nicht abträglich sein, insofern, was niemals außer acht gelassen werden sollte, die Größenordnungen auch da gewahrt bleiben. Das Naturobjekt, wie es in einer Zeichnung der hier geschilderten und in der Beilage vertretenen Art zur Darstellung gelangt, läßt sich danu auffassen als in einem fast schattenlosen Zustande befindlich, wie er etwa bei klarster Sicht und bei allseitig hedecktem, von diffusem Licht jedoch hell durch-

schimmertem Himmel sich im Hochgebirge durchaus nicht selten beobachten läßt.

Auf die Geologie der nun einmal zur Diskussion gestellten und für großtektonische Phänomene hier vielleicht erstmals angewendeten¹⁾ naturgetreuen Darstellung wird selbst im Hinblick darauf, daß sie in den Arbeiten Ampferers bereits ausreichend behandelt ist, hier des Zusammenhanges wegen nochmals eingegangen werden müssen, wobei ich mich in vielen geologischen Einzelheiten auf die Feststellungen dieses gründlichsten Kenners der nördlichen Kalkalpen wohl unmittelbar beziehen darf.²⁾

Was schon dem Laien beim Anblick des der Nachbarschaft der Holzgauer Wetterspitze entnommenen Geländeausschnittes ohne weiteres auffallen muß, ist eine langgestreckte, im Durchschnitt 250 m hohe, wohlgebankte, hellgraue Felswand, deren bisher annähernd horizontale Schichtung gegen die Mitte des Bildes in merkwürdigen Falten umhieht, ja sogar sich förmlich einzurollen scheint, während die Wandmasse selbst sich hier in Wülsten zuspitzt und mit diesen reitenden Liegendsätteln gegen die Gesteinsmassen der Nachbarschaft keilartig vorschiebt. Sie besteht aus Hauptdolomit, wie er insbesondere in den tieferen und vorderen Partien des Sulztales die triassisch-norische Hauptmasse des Anstehenden repräsentiert.

Im Hangenden jener hellgrauen Felswand sieht man, und zwar besonders deutlich am linken Rande des Bildes, vereinzelt Felsbänke in allgemeinen wagrecht-konkordant zu den darunter folgenden Schichtlagen des Hauptdolomits das Gelände durchsetzen. Sie wechsellagern dort offenbar mit leichtverwitternden dunkleren, der Rasenbildung günstigen Schichten und haben zusammen mit diesen unzweifelhaft die Entstehung eines gerade dort eingesenkten Karbodens (des Martenkarles), in hohem Maße begünstigt. Die ganze Gesteinsserie ist stratigraphisch genau die gleiche wie die, welche die unteren Partien des bereits oben erwähnten, mit breiter Rundung vorspringenden Bergrückens fast vollständig einnimmt und auch rechts davon, d. i. im Bereiche der durch die Gelegenheitsbäche erzeugten großen Runsen, am Gehänge wieder zum Vorschein kommt. Die Wechsellagerung der streckenweise überaus intensiv gefalteten härteren Bänke mit dunkler schiefrieger Zwischenmasse tritt in diesem tieferen Niveau, weil dem Beschauer näher gerückt, besonders deutlich hervor. Auch dieses mächtige Schichtpaket wird vom Haupt-

1) Aus der Literatur mir bekannt gewordene naturgetreue Darstellungen ähnlicher Art wie beispielsweise die vortreffliche von W. Hammer und L. Aegerter gezeichnete Ansicht auf Tafel XIV im Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien 1914, 64. Bd. S. 326 (O. Ampferer, Bau der westlichen Lechtaler Alpen), geben an Hand farbiger Eintragungen sehr deutlich die tektonischen Einlagerungen wieder, während hier, wie aus dem Bilde ersichtlich, das Schwergewicht auf die Darstellung des tektonischen Mechanismus, also des tektonischen Vorgangs als solchen gelegt wird.

2) Vgl. neben dem oben Zitierten auch Geologische Karte von Österreich 1:75.000, Blatt Landeck; ferner Erläuterungen zu Blatt Lechtal nmd zu Blatt Landeck von O. Ampferer, bzw. W. Hammer, Geologische Bundesanstalt, Wien 1924, (5045) nmd (5145); O. Ampferer, Geologisches Gerüst der Lechtaler Alpen, Alpenvereins-Zeitschrift 1913, Entstehung der Hochgebirgsformen in den Ostalpen, ebendort, 1915.

dolomit normal unterlagert, gehört also ebenso wie jenes in der Fazies der Kössener Schichten zur Stufe des Rhäts.

Die am linken Bildrande wahrnehmbaren Aufragungen, die, mit ihren über 2600 m hohen Gipfeln bereits ziemlich weit zurückliegend, im Sichtbereiche kulminieren, kennzeichnen sich schon aus der Ferne durch ihr von der Färbung des Hauptdolomits wohl unterschiedenes Verwitterungskolorit, ein bläulichweiß schimmerndes, überaus liches Grau. An Stelle der fast ganz zurücktretenden Schichtung sind es hier pralle, mitunter von dunkleren Striemen durchzogene Felsmauern, welche diesen Felsgestalten das Gepräge geben. Auch die Umrißlinie der etwas klotzigen, wie zerhackt aussehenden Gipfformen zeigt bei der Kompaktheit des Gesteins einen energischen Verlauf, nicht jenes zitterige Oszillieren, wie es beim Hauptdolomit, der quer zu seinen Schichtbänken gerne klüftig wird, einen bröckelig ruinenhaften Gesteinszerfall verrät. Das sehr korallenreiche Gestein, als Ober-Rhätkalk oder Oberer Dachsteinkalk bezeichnet, ist typische Riffbildung. Auf eine örtlich beschränkte Entstehungsweise dieser Sedimente mag es denn auch zurückzuführen sein, daß in der Schichtserie des vorerwähnten tieferen Niveaus über den Kössenern unmittelbar der Jura folgt, während hier als Erosionsreste des Oberen Rhäts jene stattlichen Felsgipfel, deren stolzester Vertreter übrigens der Kulminationspunkt der gesamten Gruppe, die nahe Wetterspitze, ist, den Kössener Schichten, ihrer natürlichen Unterlage, unmittelbar aufsitzen. Im übrigen läßt die in normaler Repetitionsfolge bewirkte Überlagerung der beiden großen Schichtkomplexe an Eindeutigkeit ihrer tektonischen Entstehungsweise nichts zu wünschen übrig. Das wird uns noch klarer und eindringlicher vor Augen geführt, sobald wir den weiteren Aufbau des Gebirges hier verfolgen.

Über den Kössener Schichten des basalen Stockwerkes folgt, wie bereits gesagt, unterer Jura, u. zw. Lias in der Fazies wandstufenbildender Kalke, welche allenthalben von groben, schmutzibraun auswitternden Hornsteinknauern durchsetzt oder gar von mehr oder weniger breiten, bis zu einigen Dezimetern Dicke anschwellenden Schichtlagen dieses schwärzlichen Hornsteines handartig durchzogen sind. Form und Art, wie die Kieselsäure in dem an frischer Bruchfläche ziemlich licht erscheinenden Kalkstein aufritt und im Kontakt mit dessen karbonatischen Partien auf diagenetische Einwirkung oder die späteren Einflüsse der Atmosphären reagiert, sind von überraschender Mannigfaltigkeit. Diese Inhomogenität des „hornsteinreichen Liaskalkes“ — das ist die übliche Bezeichnung auf den österreichischen Karten — mag mit die Ursache sein, daß das zu klotziger Ausbildung neigende und trotzdem einer verhältnismäßig dünnen Bankung nicht ermangelnde Gestein an den Bergabhängen nicht so sehr eine gleichmäßig fortlaufende Wandstufe, als vielmehr eine von Pfeilern, Erkern, Runsen und Einmüldungen fort und fort unterbrochene Steilzone darstellt. Immerhin ist die Aneinanderreihung der Wandabbrüche dicht genug, um heispielsweise eine das basale Gebirge hier ostwestlich durchziehende hohe Aufsattelung nebst deren Sekundärsatteln aufs deutlichste im Gelände zu markieren. Was sich hiebei stets geltend macht, ist eben doch die ziemlich scharf sich ausprägende Felsbildung, welche im Habitus, sofern man von der un-

gleich dunkleren, geradezu düsteren Farbentönung des Gesteines absieht, einigermaßen an Ober-Rhätalkalk erinnert, dem das Gestein ja zeitlich-genetisch nahesteht.

Über das Gewölbe des hornsteinreichen Liaskalkes legt sich bei normalem Schichtverbande der mächtige Schichtenstoß der Fleckenmergel in der bekannten Fazies des Allgäus. Wie dort geben diese Gesteine auch hier die geeigneten Böden für Mälder und Rasenhänge von beträchtlicher Ausdehnung und Steilheit ab. Im Bereiche der Wasserscheide jenes mehrfach erwähnten, bei Punkt 2545 anschließenden breiten Querspornes tritt dies naturgemäß weniger in Erscheinung als am begrünten Ostgehänge unterhalb der Höhenkote 2568, einer nach NO mit über 300 m hoher jähler Kante abbrechenden Graterhebung. Hier gehen die Liasfleckenmergel unter ziemlich raschem Wechsel in Gesteine von offenbar größerer Widerständigkeit und Härte über. Es hat sich da ganz ähnlich wie an den unmittelbar benachbarten (auf dem Bilde nicht mehr sichtbaren), wuchtigen Felszähnen der Vier Festen eine Art Sockel herausgebildet, dessen schroffes, immer noch reichlich von Rasen durchsetztes Gehänge das tiefdunkelrote, hier ziemlich schmale Band der sogenannten Radiolarite nach oben hin abschließt. Der zickzackartige Verlauf dieser Hornsteinlage¹⁾ zeichnet die hier sonst kaum mehr erkennbaren Schichtaufsattelungen des Gebirges wiederum sehr deutlich ab. Darüber erheben sich gipfelbildend die gleichfalls kieselsäurehaltigen oberjurassischen Aptychenkalke, die in dem lichtschrimmernden Gelblichgrau ihrer meist rasendurchsprinkelten Felsmassen schon ein minder geübtes Auge von den wand- oder gipfelbildenden Triasgesteinen unschwer unterscheiden kann. Das morphologische Hauptcharakteristikum dieses Gesteins, giebel-förmige wie aus homogener Masse geschnitzt erscheinende Felsbastionen zu bilden mit zugeschärften, dabei aber nur mäßig gezackten oder zer-rissenen, überaus steilen und hohen Gratkanten, sehen wir schon recht deutlich im Vorgipfel der Guflespitze, teilweise auch an dieser selbst verkörpert, weit mehr aber natürlich bei den anderen berühmteren Vertretern dieser Art aus den Allgäuer und Lechtaler Alpen, worunter die Vier Festen mit an erster Stelle stehen.

Von Punkt 2563 an biegt der Kamm des Gebirges unter nur mehr geringfügigem Ansteigen nach S um. Hier findet sich, wie die geologische Kartierung ergeben hat, noch eine ganze Serie stratigraphisch verschiedener Schichten der Kreidezeit aufgestapelt. Da diese jungen Sedimente innerhalb des gesamten Schichtverbandes morphologisch und vor allem tektonisch ziemlich einheitlich zu reagieren scheinen, konnte eine Auseinanderhaltung der einzelnen Schichtglieder für den hier allein in Betracht kommenden Zweck unterbleiben. Immerhin verdient schon die eine Tatsache hervorgehoben zu werden, daß man, vor dem Tal-schlusse des Sulzeltales stehend, über eine Spannweite von 700 m vertikal einen alpin mesozoischen Schichtenstoß, vom Keuper angefangen bis zur oberen Kreide, gewissermaßen mit einem Blick überschauen kann.

¹⁾ Das Gestein dieser Schicht führt je nachdem auch mehr oder weniger karbonatische und tonige Bestandteile und hat als allgemeine Bezeichnung auch den Namen „Hornsteinkalk“.

Um nunmehr an die hier in erster Linie interessierenden tektonischen Erscheinungsformen nochmals anzuknüpfen, müssen wir zunächst die triassische Schubmasse in ihrem Vorstoß gegen das basale Schichtgewölbe etwas näher ins Auge fassen. Von dem übersehbaren Teil der großen Deckscholle ist eigentlich kaum mehr als die untere Hälfte der Masse des Hauptdolomits von der Umfaltung und Einrollung sichtbar ergriffen worden. Die oberen Massen dieses dolomitischen Schichtenstoßes samt den Kössener Schichten bilden bei zunächst noch annähernd wagrechter Lagerung das Anstehende an den Kammerhebungen, welche zwischen Punkt 2462 und Punkt 2545 den Bildhorizont abschließen. Hinter der Höhenkote 2545, einem etwas markanteren, im übrigen sehr typischen Hauptdolomitgipfel, erfahren die Schichten eine neuerliche Einfaltung, u. zw. unter Bildung einer Deckenstirne, über welche die Kössener Schichten des Hangenden wie herübergestülpt erscheinen. Beim Auffahren der Schubmasse gegen den Südschenkel jener oben erwähnten Aufsattelung haben sich offenbar die tieferen Teile der Schubmasse infolge des erhöhten Reibungswiderstandes, wie Ampferer es schon sehr treffend charakterisiert hat, zu kurzschenkelligen Liegendfalten eingerollt. Das ganze Hangende aber hat sich abgelöst, um als selbständig gleitende Schubmasse über den zurückgebliebenen Schichtenwulst wie über eine Walze noch einen halben Kilometer weit vorzustoßen und schließlich vor den hochgehobenen, weil von der basalen Sattelbildung mit ergriffenen jungen Schichten einen noch nachhaltigeren Widerstand in Gestalt einer unüberschreitbaren Schwelle zu finden.

In dieser Stirnregion scheinen in der Tat besonders heftige Bewegungen vorstatten gegangen zu sein. Zwar gehen bei Punkt 2563, wo der kompaktere Aufbau der Aptychenkalke, weil gegen die abtragenden Kräfte besser gefeit, einen nach O vorspringenden mächtigen Pfeiler im heutigen Gebirgsrelief erstehen ließ, die Ausschläge der tangentialen Bewegungen nicht über die Ausmaße der Faltung des basalen Gebirges hinaus. Auch sei dahingestellt, inwieweit hier die Schichtzerknitterung im Zickzackbande der Radiolarite mit dem nordwärts gerichteten Massenandrang in Zusammenhang steht. Erst weiter im S gegen die Guflespitze zu und zumal an dieser selbst sehen wir ein völlig verändertes Bild. Regelmäßig eingeklemmt vor dem nachgiebigen Puffer jener Kreidesedimente, die als nunmehr steil aufgeschürfter Schichtenstoß im südwärts umgebogenen Teil der basalen Auffaltung das Hangende bilden, waren es gerade die widerständigen Oberjurasschichten, welche vom Anschub der triassischen Decke zum größeren Teil völlig überwältigt wurden. Die in ihrer düsteren bunten Färbung immer noch weithin erkennbaren Radiolarite sind entweder zu engen, steil stehenden Falten hoch emporgerichtet oder, wie an der Guflespitze, unter Ausquetschung aus dem Schichtverbande plisseartig verfaltet und verschuppt, die Aptychenkalke dagegen zu schwächtigen Faltenkernen ausgewalzt oder zusammen mit Teilen der Radiolarite von schliefrigen Lagen der Fleckenmergel und Kreideschiefer fast breiartig umflossen, teils auch mit den jungen Schichten verknetet oder keilartig in sie eingestoßen.

Ein besonderer Reiz mag darin zu finden sein, das Augenmerk, soweit es nicht schon im vorstehenden geschehen ist, nun auch auf die Unter-

schiede zu richten, wie die mesozoischen Schichtglieder im einzelnen auf die hier in Frage kommenden Massenbewegungen mechanisch-strukturell reagiert haben — also gewissermaßen eine Betrachtung der Skulpturen des Gebirgsbaues.

Die Schubmasse des eng- und dichtgebankten Hauptdolomits wird sich, mechanisch betrachtet, zumal in bezug auf die Größenordnung am ehesten mit einem Kartenspiel vergleichen lassen. Denkt man sich die dicht aufeinanderliegenden Kartenblätter noch etwas erweicht und nachgiebiger gemacht und auf widerständiger Unterlage in entsprechende tangential Bewegung versetzt, so mag der Vergleich noch plausibler wirken. Vor der das Haupthindernis bildenden Schwelle der großen O-W-Falte hat sich anscheinend die Masse der jungen Sedimente des Hangenden bei der Schubdeckenbewegung, an deren süd-nördlichem Richtungssinne hier wohl niemand zweifeln wird, in stärkerem Ausmaß angestaut. Auch finden sich hier mitgeschleppte mächtigere Schollen jurassischen Gesteins gleichsam schwimmend mitten in den nachgiebigeren Kreideschichten (siehe Bild und geologisches Profil), was sich kaum anders als mit einem Einschieben der Schollen in die allgemeine Gleitbewegung der Massen erklären läßt. An dieser Stelle abscherenden Aufstaus hat sich denn auch im Hauptdolomit die besprochene Liegendfalte gebildet. Ein gewisser Starrheitsgrad aber prägt sich in diesen Dolomitmassen trotz alledem ungemein deutlich aus. Auch haben wir hier nicht etwa das Bild einer beispielsweise durch intensive Zusammenstauchung verursachten allseitigen Verfaltung mit zahlreichen regellosen Abrißstellen vor uns, wie es in dem bekannten Profil der Fuchskarspitze des Allgäus uns in Erinnerung steht. Hier wird vielmehr der einseitig gerichtete Faltenwulst mit der unruhigen Kurve seiner gequälten Stirnfalte geradezu zu einem Symbol der Zielstrebigkeit einer sich gewaltsam bahnbrechenden Deckenbewegung.

Besonders eindrucksvoll ist die Art der mechanischen Einwirkung bei den Kössener Schichten, u. zw. vornehmlich im Südbereiche der großen Sattelbildung, also gewissermaßen am Prallhang des Gewölbes. Die Frage allerdings, inwieweit dieses Bewegungsphänomen allein schon durch die hier ohnehin sehr komplizierte Auffaltung der Basis verursacht ist, mag offen bleiben. Die härteren Gesteinsbänke bilden hier ein förmliches Gewirr ausgezeichneter Sichel- und S-Falten, die an dem leicht zerfallenden schiefrigen Gehänge wie die Schauladern in einer Brandmauer eingelassen erscheinen. Dabei weisen oft genug die Bögen solcher Falten selbst wieder mäandrische Windungen auf. Daß diese seltsamen, einer Zerknitterung nahekommenden Verbiegungen durch gelegentlichen Abriß oder sonstige Ursachen immer wieder räumliche Unterbrechungen erfahren haben, kann nicht wundernehmen. Auch scheint es kein Zufall zu sein, daß gerade da, wo die Kössener Mergel an den Steilhängen jene sporadisch verteilten, hakenartig versteifenden Einlagerungen in erhöhtem Maße zeigen, die Entblößung von der Rasennarbe auffallend unregelmäßige, fast unmotiviert umgrenzte Flächen einnimmt.

Die örtliche und zeitliche Verteilung all der Kräfte, die zur Erzeugung dieser höchst verwickelten Deformation erforderlich waren, übersteigt unser Vorstellungsvermögen. Und doch können wir überzeugt sein, daß

es sich hier im kleinen sowohl wie im großen auch nur um ein den fùgenden Vektoren symmetriegemäßes Naturgebilde im Sinne Sanders handeln kann, wobei nur in diesem speziellen Falle, wo die O-W-Faltung nachgewiesenermaßen durch eine quer dazu streichende Faltung überprägt wurde, für das Bewegungsbild die Möglichkeit trikliner Symmetrie mit in Betracht gezogen werden muß. Die große Kompliziertheit des Faltungsphänomens mag wohl darin begründet sein, daß die so intensiv verbogenen Gesteinsbänke in ihrer ursprünglich ungestörten Lagerungsform jeweils genügend weite und zugleich von äußerst nachgiebiger Zwischenmasse ausgefüllte Abstände voneinander hatten. Ein dicker Stoß von Blättern aus Pergament oder ähnlichem Material mit regelmäßig eingeschalteten millimeterdicken Zwischenlagen schwach durchfeuchteten Seidenpapiers dürfte unter geeignetem seitlichem Druck eine ähnliche Gestaltung annehmen. Wenn nicht, so wäre es kein Beweis gegen die Richtigkeit dieser Vorstellung an sich, wohl aber ein Wahrscheinlichkeitsbeleg dafür, daß die Grundbedingungen in der Natur noch differenziertere waren.

Ähnliche Voraussetzungen dürften bei den unter dem Deckenschub völlig verfäلتeten und zerknitterten Schichtpaketen der Fleckenmergel anzunehmen sein, nur mit dem Abmaße, daß die Dicke der jeweils eingeschalteten nachgiebigen Zwischenmaße sich dergestalt reduziert hat, daß eine freie Faltenbildung der biegefähigen Lamellen nicht mehr möglich war. Die hornsteinführenden Liaskalke aber gleichen in ihrem Verhalten gegen faltende Kräfte vielleicht am ehesten einem Stoß gleichmäßig beschaffenen Papiers, das von klebriger Masse ungleichmäßig durchtränkt und verhärtet wurde.

Die besonders harten und dichten Radiolarite mit ihrem unerforschten Mikrogefüge haben, wie namentlich einige Beispiele aus den Allgäuer Alpen beweisen, trotz ihres splittelligen Bruches die Fähigkeit, sich je nachdem gleich Stahlbändern den faltenden Bewegungen zu fügen. Darauf sowohl wie auf das nicht ganz unähnliche mechanische Verhalten der eigenartig verwitternden kiesehigen Aptychenkalke wurde bereits oben hingewiesen. Über das Bewegungsbild der hier beteiligten Kreideschichten läßt sich im einzelnen bis heute noch wenig Positives aussagen.

Um auch auf die mitunter kaum mehr als eine latente Schichtung besitzenden Riffkalke des Oberen Rhät nochmals zurückzukommen, so scheinen sie uns, morphologisch betrachtet, sehr oft wie Fremdkörper in diesen Bergen zu wirken. So beispielsweise auch hier, wenn auch nicht ganz mit Recht; denn sie befinden sich hier, die obersten Bestandteile der durchbrochenen Schubscholle bildend, nicht außerhalb ihres normalen Schichtverbandes. Allerdings zeigen in einer für die Tektonik des Gebietes überaus bezeichnenden Weise die Kössener Schichten, denen sie unmittelbar auflagern, an der Ostflanke des Gebirges ein annähernd söhliges Streichen, während sie jenseits, also vom Beschauer abgewandt, bereits in steilste Falten gelegt sind, an denen nun die weißblinkenden Rhätklippen, um einen überaus treffenden Vergleich Ampferers (a. a. O. S. 560) hier zu wiederholen, „wie Schiffe auf hohen Wellen tanzen“.

Alles in allem genommen, gewinnt man bei eingehender Betrachtung schon dieses einen eng umgrenzten, allerdings ungemein instruktiven Gebirgsausschnittes der Lechtaler Alpen den bestimmten Eindruck, daß die hier feststellbaren Massenverlagerungen und Verformungen, seien sie noch so wechselvoll in ihrer mechanischen Funktion, einzig und allein den epidermalen Bereich der Erdkrinde ergriffen haben und in dieser ihrer Form nur ihn zu ergreifen imstande sind. Daran ändert auch die Tatsache nichts, daß in den rückwärtigen Teilen jenes Gebietes, schon von den Aples-Pleis-Spitzen angefangen, die Bewegungsflächen der Deckschollen mehr oder weniger stark geneigt nach der Tiefe einschließen. Der schuppenartige Deckenbau der kalkalpinen Zone erscheint in den Lechtaler Alpen nur ungleich mehr, als es im Allgäu der Fall ist, zusammengedrängt und mit den Auffaltungen der die Basis bildenden Teile des höheren Deckgebirges unter Eigenfaltung und Zerstückelung regelrecht verschweißt, so daß man flächenhaft ausgebreitete und zugleich weitausgreifende Deckenbildungen, wie sie die eingangs als Beispiel dafür erwähnte Gruppe des Hochvogels und der Hornbachkette charakterisieren, hier vergeblich suchen wird. Wie dem auch sei, in allen diesen Fällen tasten wir hinsichtlich der Frage, wie die tieferen Teile der Erdkruste zu jenen Massenverlagerungen sich verhalten, noch sehr im dunklen. Man mache einmal den Versuch, an einem größeren Stück der Erdkrinde mindestens vom Maßstabe des Imfeld'schen Erdreliefprofils eines unserer geologischen Alpenprofile einzuzichnen und nach Fixierung der wahrscheinlichen Krustendicke das nach unseren Vorstellungen mechanisch in Betracht kommende Bewegungsbild für diese Tiefenzone zu ergänzen! —

Wir stehen da zugleich vor einem geologischen Problem, das gerade in jüngster Zeit wieder zu lebhaften Kontroversen¹⁾ Anlaß gegeben hat. Und so mag denn auch, anknüpfend an die rein morphologische Betrachtungsweise vorstehender Ausführungen, eine wenn auch nur skizzenhafte Darstellung dieses Kernproblems alpiner Orogenese, wiederum unter Voranstellung morphologischer Momente, hier nicht unangebracht erscheinen.

Während der unendlich langen Abkühlungsphase eines Planeten von der Beschaffenheit unserer Erde werden sich infolge der Kristallisationsvorgänge und der unaufhörlichen Abgabe leichtflüchtiger Stoffe jedenfalls in weiträumiger Verteilung Kontraktionswirkungen geltend machen. Gleichwohl erscheint uns heute der immer wiederkehrende Vergleich mit dem der organischen Welt zugehörigen Körper des schrumpfenden Apfels oder — was schon verfänglicher war — der runzelnden Erstarrungshaut einer Lava als eine zum mindesten etwas übereilt aufgenommene Vorstellung, sobald wir bedenken, daß es sich um einen freischwebend den Weltraum durchheilenden Riesenkörper handelt, der bei jedenfalls höchst komplexer Struktur, man darf wohl sagen, sämtliche überhaupt bekannten Stoffe, deren Auswirkungsmöglichkeiten bei den hier anzunehmenden räumlichen und zeitlichen Ausmaßen uns vorläufig noch so gut wie unbekannt sind, in seinem Innern birgt.

1) Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 83 (1931), Heft 5.

Was im Antlitz unserer Erde, beispielsweise schon bei Betrachtung des Globus, besonders auffallen muß, sind die fast immer gebogenen, mitunter sogar spitzwinklig verkrümmten oder eingerafften, oft auch girlandenartig aneinandergereihten Ketten der großen Faltengebirge. Wohl das extremste Beispiel scharfer Umbiegung eines ganzen Bündels solcher Faltengebirgsstränge ist das Gebirgsland von Jün-nan. Eine andere, nicht zu übersehende Eigentümlichkeit stellen jene geologisch zumeist an große Bruchlinien gebundenen und dabei schollenartig kompakten Landmassen dar, die in der Regel scharfkantig oder eckig umgrenzt, sich in ihrer Umgebung wie Steine eines aufgelockerten Mosaiks ausnehmen. Ein typisches Beispiel hierfür ist die Halbinsel Arabien. Hier Bruch, dort Biegung — genau die gleichen tektonischen Elemente, welche bei den Großformen nicht anders wie bei den Gebilden mikroskopischer Kleinheit, in ihrem gegenseitigen Zusammenwirken am Aufbau der Erdrinde eine unverkennbar dualistische Dominanz bedeuten.

Die effektive Umbiegung eines ganzen Gebirgszuges, der zudem auf seine ganze Breite hin zuvor in parallele Falten gelegt war, der Kontraktion zuschreiben zu wollen, wird wohl niemandem in den Sinn kommen. Wohl aber drängt sich gerade hier die Vorstellung strömender Kräfte, magmatischer Unterströmungen, förmlich auf. Konkreter ausgedrückt, in Fällen der angenommenen Art sind es vielleicht in strömender Masse eingetauchte und von ihr mitgeführte starre Erd-rindenstücke, die nun mit der ungeheuren Anfahrtswucht schwimmender riesiger Schollen gegen die Kette eines entstandenen, vielleicht auch erst in Entstehung begriffenen Gebirgskörpers andrängen. Die auch geophysikalisch haltbare Vorstellung einer — in höherem Grade als die kristallisierten Gesteinsmassen — fließfähigen und fließbereiten subkrustalen „Magina-Zone“, wenn man sie so nennen will, ist für die moderne Geologie und Petrographie schon im Hinblick auf die Deutungsmöglichkeiten so vieler Erscheinungen des magmatischen Ablaufs zu einer kaum zu entbehrenden Arbeitshypothese geworden.

In derart beschaffenen subkrustalen Zonen ist aber die Möglichkeit einer gesetzmäßigen Auslösung von Strömungsbewegungen ebensowenig hinwegzudenken wie in der Hydrosphäre und der Lufthülle unseres Planeten, wo sie längst bekannte und der Berechnung zugängliche Erscheinungen darstellen. Was liegt näher, als für die zonenweise angeordneten Falten eines Gebirgszuges und damit für das Grundelement orogener Tektonik die Bewegungen größerer Tiefen verantwortlich zu machen? Nun besteht aber, wie auch das Studium der einschlägigen Literatur immer wieder von neuem bestätigt, eine Hauptschwierigkeit darin, daß die unserer Beobachtung zugänglichen und für die Gebirgsbildung zweifellos typischen Bewegungsbilder sich unmöglich von magmatischen Tiefenströmen unmittelbar ableiten lassen. Nicht einmal jene höchst beachtenswerten, auch neuerdings wieder sehr sorgfältigen Studien unterzogenen Faltenstränge, welche innerhalb des Deckenbaues der nördlichen Kalkalpen, um nicht zu sagen mitten durch ihn hindurch, auf 50 km und weit darüber hinaus, ja mitunter sogar über 100 km weit sich verfolgen lassen, können so, wie sie heute vor uns liegen, durch solche Unterströme erzeugt worden sein. Am unbequemsten für

unser Vorstellungsvermögen erweisen sich aber jene tangential wirkenden Kräfte, von deren verborgenen Ansatzstellen aus unverhältnismäßig dünne, deckenförmige Gebirgsmassen auf nachweisbar erstaunlich weiten Wegen und trotzdem nur wenig versehrt verfrachtet worden sein sollen.

Um aus diesem Dilemma herauszufinden, gibt uns die Natur selbst ein paar wichtige Fingerzeige.

Betrachten wir — wieder am besten im Hochgebirge — irgendeinen felsigen Hang von beträchtlicher Höhe, wo ganze Schichtenstöße etwa in ähnlicher Weise wie an dem mehrfach erwähnten breiten Querriegel des oberen Sulzeltales von unten bis oben aufs lebhafteste verfaltet sind, so erkennen wir zu unserer Verwunderung, wie die einzelnen Faltenbündel und Faltensysteme jede äußere gegenseitige Verbundenheit vermissen lassen; und doch wird es in der Mehrzahl der Fälle nur ein und derselbe Vorgang gewesen sein, der dieses Faltenbild in seiner komplexen Gesamtheit geschaffen hat. Genetische Beziehungen zwischen oben und unten bestehen wohl sicher, aber in keineswegs mehr erkennbarer Form. Diese Tatsache müssen wir bei Bewertung jener großen Faltenzüge an dem obersten Niveau des Deckgebirges im Auge behalten.

Wenn uns ferner bei den großen westalpinen Überfaltungen die Nachweise der jeweils zugehörigen Wurzelzonen oft etwas unsicher erscheinen, so kommt noch hinzu, daß in den nördlichen Kalkalpen ein Suchen nach solchen Ausgangsorten der größeren Überschiebungen überhaupt vergeblich wäre. Überall findet man hier eine ausgesprochene Auflösung der Decken in mehr oder minder ausgedehnte und teilweise auch weit voneinander getrennte Schubschollen, anscheinend hervorgerufen und verstärkt durch zahlreiche Abscherungen und Schichtreduktionen.

In dieser Richtung etwa auflauchende Schwierigkeiten erscheinen nun wesentlich verringert, wenn wir von folgenden Gedankengängen ausgehen.

Das Postulat einer dickeren Unterkruste entfällt aus bekannten plausiblen Gründen für die Geosynklinalen, deren mobile, einer gesteigerten Sedimentation dienende Böden wohl mit Recht als die Geburtsstätten der großen Gebirgskörper zu betrachten sind.

Mit verschiedener Geschwindigkeit gegeneinander bewegte Medien verschiedener Dichte bedingen bei genügend langer und stetiger gegenseitiger Friktionswirkung das Auftreten von Wogen (Dünungen). Die Bedingungen dafür müssen doch wohl auch gegeben sein, wenn strömendes Magma und Geosynklinealboden sich in dieser Weise berühren. Solche Wogenbildungen sind aber begrifflich und sachlich nichts anderes, als die in tausenderlei Formen das Universum beherrschende Wellenbewegung, deren Wesen im stetigen Fortschreiten, d. h. in einem ständigen Wechsel von Wellenberg und Wellental, begründet liegt.

Weithin sich erstreckende Falten oder ganze Systeme solcher Faltenzüge stellen an sich durchaus keinen starren, in bezug auf ihre Eigenbewegung unveränderlichen Zustand dar, so wenig man angesichts einer komplizierten Schichtenverfaltung, wie man sie gerade im Hochgebirge so häufig zu beobachten und zu bewundern Gelegenheit hat, etwa einen

Endzustand des Faltungsvorganges in diesen geologischen Augenblicksbildern annehmen darf. Abgesehen von der vorerst wohl noch bestehenden Unmöglichkeit, den Bewegungsfortschritt ad hoc zu überprüfen, wird die fortdauernde Veränderlichkeit namentlich des Einfallens (weniger des Streichens) nur durch die in der Regel zu erwartende beschleunigte Abkürzung der Existenzdauer des ganzen Phänomens entweder verschleiert oder zunichte gemacht.

Von eben dieser Vorstellung ausgehend, dürfen wir den gegen die Annahme eines Freigleitens in Geosynklinalen erhobenen, ohnehin etwas prekären Einwand, wonach die mit der Senkung ja im allgemeinen Hand in Hand gehende Auffüllung des Sammelbeckens jedes Abgleiten verhindere, als gegenstandslos betrachten. Es erscheint mir fast undenkbar, daß in solchen Sammeltrögen frisch abgelagerte sedimentäre Massen an Ort und Stelle haften können, wenn unter den leicht bewegungsfähigen geosynklinalen Böden eine naturnotwendig sich fortpflanzende Wogenbewegung hindurchstreicht. Aber noch über die geosynklinale Phase hinaus wird das, wie gesagt, nicht nur rhythmisch sich wiederholende, sondern auch örtlich sich verschiebende Auf und Ab des Untergrundes die geschichteten, zur Gleitung prädestinierten Massen des Deckgebirges keineswegs zur Ruhe kommen lassen. Heutige Gefällsverhältnisse heranziehen zu wollen, seien sie günstig oder ungünstig für die vorstehende Annahme, wäre unverständlich. Welch minimales Gefälle übrigens für die Fortbewegung gleitfähiger Massen genügt, dafür haben wir in den bis zu 70 km langen Gletschern Zentralasiens ein beredtes, noch in der Gegenwart funktionierendes Demonstrationsobjekt.

Auch im „finalen“ Stadium der Orogenese, in welchem nach den wahrhaft eindeutigen und dabei so verschiedenartigen Anzeichen, die uns der alpine Formenschatz darbietet, der zusammengefaltete Gebirgskörper seine eigentliche Emporhebung und Entwicklung zum Hochgebirge zu erfahren pflegt, scheint wohl die Möglichkeit unmerklich sich vollziehender tektonischer Massenverlagerungen im obigen Sinne schon deshalb nicht ausgeschlossen zu sein, weil bei den Ausmaßen eines solchen Körpers eine gleichmäßige stetige Hebung ohne jede Herausbildung neuer Gefällsverhältnisse ganz unwahrscheinlich wäre. So finden die Begriffe Reliefüberschiebung und Kerbwirkung jedenfalls nur auf die späteren Phasen im Werdegang eines Faltengebirges Anwendung.

Man kennt in den Alpen außer O-W-Faltung auch N-S streichende Falten, der Quersaltung eines Wellblechs vergleichbar. Berücksichtigt man den fast enormen Größenunterschied jener beiden Kräfte, die zur Herstellung eines solchen künstlichen Gebildes erforderlich sind, so müßte man folgern, daß eine tektonische Beanspruchung, welche Quersalten auszulösen vermochte (zum mindesten graduell), ganz anderer Art gewesen sein muß, als diejenige, welche noch ungefaltetes und der Oberfläche nahes Deckgebirge in einfache parallele Falten gelegt hat. Auch hier wird man an eine mehr oder weniger unmittelbare Einwirkung magmatischer Unterströmungen denken dürfen, wie sie etwa bei Eindrückung ganzer Gebirgsfaltenbündel in Frage kommen. Zudem liegt eine leicht sich einstellende Divergenz der Strömungsrichtung in der

Natur magmatischer Bewegungen begründet, was wiederum zur Herausbildung ganzer Systeme von beweglichen, sich kreuzenden und teilweise interferierenden Faltenzügen führen kann.

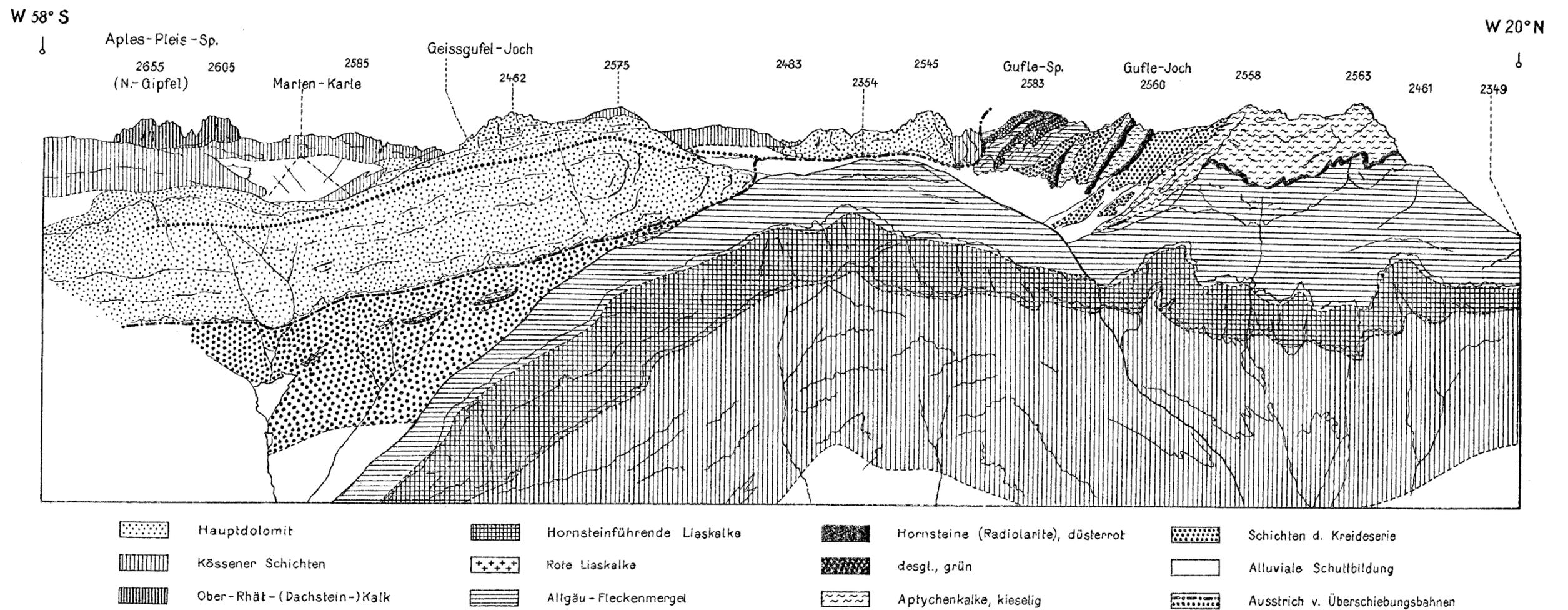
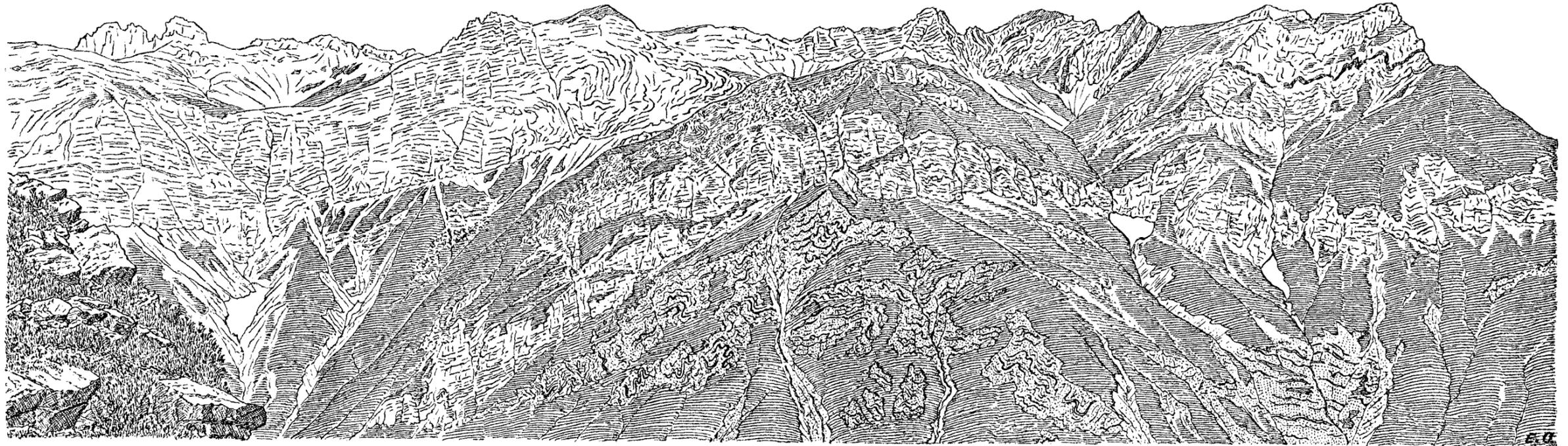
Der Vorstellung einer „gleitenden und fließenden Deformation im Bewegungsbilde der Alpen“ hat Ampferer¹⁾ in weitgehendem Maße schon vor Erscheinen der zweifellos anregenden und in vielen Stücken überaus verdienstvollen Darlegungen Haarmanns das Wort geredet. So sieht er in den prachtvollen Faltenwürfen der Glarner- und Säntis-Decken geradezu den Typus einer Gleitfaltung, und die Möglichkeit einer solchen Form der Massenverlagerung wird auch für Überschiebungen zugestanden. Andererseits haben die Vertreter der Deckentheorie früherer Observanz, anscheinend ebenfalls in der Überzeugung, daß für Deckenverfrachtungen ohne jede Zuhilfenahme der Gravitation nicht auszukommen ist, in einem Aufstau der Deckfalten bis zu einer an irdischen Naturgebilden kaum mehr vorstellbaren Steighöhe eine wesentliche Voraussetzung der Bildung von Deckfaltengebirgen erblickt.

Ob eine Gleitung sogenannter Brandungsdecken eine verhältnismäßig rasch und in vollem Schwung vollzogene Neuformung bedeute, darüber läßt sich wohl streiten. Ich glaube, daß dieses Abfließen der Gesteinsmassen sich am ehesten mit der Bewegung des Eises vergleichen läßt und demgemäß das Tempo — sofern nicht, wie etwa beim Abgang einer Lawine, eine entsprechend geartete Turbulenz der Massen in der Natur festgestellt werden kann, mit der Kristallisationsgeschwindigkeit der Gesteinskomponenten einigermaßen in Einklang stehen muß, im allgemeinen also ein sehr langsames sein wird.

Während der letzten Jahrzehnte wieder aufgenommene Detailuntersuchungen geosynklinaler Sedimente haben bekanntermaßen zu der Erkenntnis eines oft wiederholten und sehr mannigfachen Wechsels mariner, halbmariner und terrestrischer Ablagerungen geführt und damit zur Hypothese der räumlichen Vielgestaltigkeit der Geosynklinalzone Anlaß gegeben. Man ist bei der Analysierung geologischer Vorgänge so leicht geneigt, die als sicher erkannten Gestaltungsprinzipien weit schärfer, als es geboten ist und dem Naturgeschehen entspricht, in ihrer Funktion zeitlich zu trennen. Nachdem man nun heute in der orogenetischen Bewertung früherer Ereignisse, die in den Werdegang eines Gebirges vom Typus der Alpen eingegriffen haben, einen anderen und freieren Standpunkt einzunehmen pflegt als zur Zeit, da man diese Gebirge als schlechtweg tertiäre Bildungen ansah, wird man sich auch der Anschauung nicht verschließen dürfen, daß die zwar im allgemeinen zu zeitlichen Komplexen zusammenfaßbaren orogenetischen Vorgänge doch auch vielfach, zumal bei der anzunehmenden Weiträumigkeit der Geosynklinalen, in einem zeitlichen Wechselspiel gestanden haben müssen. Und so mag das örtlich fortschreitende und sich zeitlich wiederholende Heben und Senken der Erdbaut im oben gedachten Sinne schon verhältnismäßig frühzeitig zu einem Aufsteigen und Wiederuntertauchen der mit jungen Schichten sich fort und fort bedeckenden Rindenzone geführt haben, was den eben

¹⁾ Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen (3. Fortsetzung), Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1928, 78. Bd., S. 337 und 344.

berührten, für Sammeltrögbildung zunächst unerwartet extremen Wechsel der Sedimentationsbedingungen sowie den oftmals festzustellenden (zum Teil wohl auch spätektonisch bedingten) Faziesumschlag auf engem Areal wie noch so manches andere zwanglos erklären würde. Allerdings eine transversale Wellenbewegung bleibt auch als tektonisches Element der Inbegriff der Ungleichzeitigkeit gleichartigen Geschehens und könnte demnach gewissen, auf ihre Richtigkeit schwer nachzuprüfenden Vorstellungen über prinzipielle Gleichzeitigkeit artgleichen Geschehens einschränkend im Wege stehen.



Südwestl. Abschluss des Sulzeltales
(Lechtaler-Alpen)

Der Tymphrestos im Ätolischen Pindos.

(Mit einer Übersichtsskizze S. 30.)

Von **R. Klebelsberg**, Innsbruck.

Der Tymphrestos oder Weluchi (2316 m) ragt als höchster Berg in mittleren Breiten des heutigen Griechenland, mitten zwischen Jonischem und Ägäischem Meere, ringsum frei über niedrigeres Umland auf. Für mehr als 100 km Gebirgsverlauf, von der Tsumerka (2336 m; nordnordöstlich von Arta) bis zur Vardusia (2495 m; nordwestlich von Salona) ist er die höchste Erhebung im Pindos. Allseits steil abfallend, nach S mit schroffem, fast hochgebirgigem Abbruch, hebt er sich auch der Form nach scharf über die sanften, flachen Linien der Umgebung hervor, erst hoch über steilen Abhängen verflacht teilweise auch sein Profil.

Dank einer Unterstützung durch die Österreichisch-Deutsche Wissenschaftshilfe hatte ich 1930, begleitet von Herrn R. Srbik, Gelegenheit, dieses zwar kleine, aber nach Lage, Bau und Form bemerkenswerte Gebiet zu besuchen und hier Beobachtungen zu sammeln, die über jene kurzen ersten Mitteilungen hinausgehen, welche, im Rahmen umfassender Pindos-Forschungen, Carl Renz gegeben hat.¹⁾

Was den Tymphrestos landschaftlich so scharf hervortreten läßt, sein unvermitteltes freies Aufragen, seine schroffe, in mancher Ansicht fast kühne Form, ist im Gegensatz seines Aufbaues gegenüber dem der Umgebung begründet. Das sanfte Bergland im Kreise von 20 km rundum wird von Flysch (Renz' „Pindos-Flysch“; Danien-Oligozän) gebildet, der Tymphrestos von einer isolierten Aufragung der kalkig-kieseligen Unterlage (von Maestrichtien abwärts).

Dieses orographisch-geologische Verhalten macht den Tymphrestos allgemeiner bemerkenswert. Während im nördlichen Pindos nach Renz' Aufnahmen²⁾ die kalkig-kieselige Unterlage zu lang hingezogenen NNW-SSE streichenden Ketten emporgefaltet ist, sind diese mit den Bergen heiderseits Agraphä, 20—30 km nordwestlich des Tymphrestos, untertaucht und die Orographie wird nun bis an ihn heran und um ihn herum von dem obenauf liegenden Flysch bestimmt, die kalkig-kieselige Unterlage tritt im allgemeinen nach den Tiefen hin zurück. Der im nördlichen Pindos so ausgeprägte Kettencharakter des Gebirges hat sich dabei verloren und unbeschadet stratigraphischer und struktureller Beständigkeit, besonders auch des tektonischen Streichens, wird orographisch jener andere Charakter geltend, der fast im ganzen südlicheren Griechenland herrscht: an die Stelle der Ketten tritt ein gleichsam richtungs-

¹⁾ Carl Renz, Geologische Untersuchungen im ätolischen Pindos. Praktika der Akademie von Athen 3, 1928, S. 664/65.

²⁾ Vgl. besonders C. Renz, Geologische Reisen im griechischen Pindosgebirge 1929, Ecl. geol. Helv. 23, 1930, S. 301—377 und Die Gebirge von Agrapha, Neues Jahrbuch B. Bd. 40, 1915, S. 229—252.

loses Bergland ohne einheitliche Linienführung für größere Strecken, von im allgemeinen mäßigen Höhen bei unruhigem, im ganzen aber gleichförmigem Relief, nur unvermittelt eingestreut da und dort ringsum isolierten stärkeren Erhebungen. Erst ganz im S, in den weit vorgestreckten Digitationen des Peloponnes wird wieder Kettencharakter herrschend (Taygetos, Parnon).

Der Tymphrestos stellt sich dar als ein erstes Beispiel von N her für jene isolierten stärkeren Erhebungen in dem hügelig-welligen Bergland außerhalb der Ketten und er eignet sich gerade bei der Nähe an den letzteren sehr für die Untersuchung des Bauprinzips dieser isolierten Erhebungen.

Stratigraphie.

Der Flysch — „Pindos-Flysch“, wie ihn Renz gegenüber dem „adriatisch-ionischen“ Flysch westlicherer Streichungszonen nennt (für ersteren nimmt Renz Hinabrücken bis ins Danien, für letzteren nur bis ins Lutetien an, paläontologisch erwiesen ist auch beim Pindos-Flysch als tiefstes nur mittleres Lutetien, wesentliche lithologische Unterschiede bestehen nicht, (vgl. Renz 1930, S. 376) — ist der Haupttype nach ein dickbankiger, dunkel- bis grünlichgrauer, gelbbraun anwitternder, bindemittelreicher Quarz-, untergeordnet auch Kalksandstein von meist mittlerem Korn, lagenweise reich an Muskowitschüppchen. Das Bindemittel ist tonig bis mergelig, Tonanreicherungen liefern ab und zu dichte dunkle Putzen und Flecken im sonst sandigen Gestein, häufig eingestreut sind auch rostige Tupfen. Zwischen die dicken Bänke sind oft dünne und dünn-schichtige Lagen mürben feineren Sandsteins bis Ton- und Mergelschiefers sonst gleichen Materialbestandes geschaltet, bisweilen dünntafelig oder -blättrig mit viel Muskowitschüppchen auf den ebenen Tafelflächen. Die Feinschichtung innerhalb der Bänke läßt häufig spitzwinkeliges Auskeilen wahrnehmen. Häufig wird das Korn der dicken Bänke gröber, bis konglomeratisch-brecciös, wobei sich die kleinen Geröllchen und Stückchen dann oft größtenteils als bunter Hornstein zu erkennen geben. Ausnahmsweise kommt es auch zu ganz groben Hornstein- und Kalkkonglomeraten und -breccien mit bis mehrere Zentimeter großen Stücken und einem Bindemittel von annähernd normaler Flyschbeschaffenheit. Sowohl die bunten Hornsteine als auch die Kalke können ohne weiteres aus dem Schichtverband der Unterlage, bzw. Nachbarschaft bezogen werden. Die grundsätzliche Gleichartigkeit der Flyschbildung mit jener in den Alpen, besonders am nördlichen Ostalpenrand, wird besonders deutlich.

Mit dieser vorherrschenden Gesteinstype stehen gebietsweise, z. B. nordöstlich von Karpenision, in einer breiten Streichungszone zwischen Tymphrestos und Mavrilos (im Renz'schen Profile 1930, S. 357, fehlt hier merkwürdigerweise die Flyschangabe) mürbe, dünn-schichtige, -tafelige, -blättrige, grüngraue bis olivfarbene, blaugraue, violett- bis dunkelweinsteine feinsandige (auch hier bisweilen viel Muskowitschüppchen) Tone und Mergel, oft mit Rostputzen und rostig-schaligen Konkretionen, in sedimentärem Verband. Sie unterliegen noch rascher und stärker der Verwitterung zu tiefgründigem, gelbbraunem, blaugrauem oder rötlichem Lehm, der nach der Schneeschmelze von Feuchtigkeit trieft (Quellen,

sumpfige Stellen), und haben mehrfach, wie gerade in der Bucht zwischen Tymphrestos und Mavritos, zu großen Rutschungen Anlaß gegeben.

Manche Gesteinsausbildungen überziehen sich in der Anwitterung oft mit dunkel-metallisch schillernden Krusten (z. B. längs der Straße am Paß zwischen Karpension und dem Sperchaeos-Tale). So schön wie im oberbayrischen Flysch sieht man ferner oft die konzentrisch-parallele Rindenstruktur, die durch das gradweise Fortschreiten der Gesteinszersetzung his auf einen innersten noch unverfärbten, frisch-dunkel- oder blaugrauen Kern entsteht.

Auch die landschaftliche Wirkung und Abbildung der Gesteinsnatur erinnert unwillkürlich an alpine Flyschgelände: sanfte Hang- und Bergformen, ein grünes, freundliches Wald- und Wiesenland, wie man es nach üblichen Vorstellungen hier gar nicht vermuten würde.

In stratigraphisch tiefsten Lagen, mit der Annäherung an die unterliegenden Kreidekalke, treten, allem Anschein nach als sedimentäre Einschaltungen, vereinzelt dünne helle Kalkbänkchen auf, deren Schichtköpfe dann oft sehr auffallend als scharfe Grate aus dem umgebenden Flyschgestein auswittern und, wie auch manche leicht verkieselte Schichtlagen, besonders deutlich Faltungsstrukturen u. dgl. verfolgen lassen.

Die unter dem Flysch folgenden Oberkreidekalke (Renz' „Plattenkalke“) sind harte, bald dicker, bald dünner gebankte hellgrau anwitternde, im frischen Bruch meist dunkler graue, bisweilen auch rötlichgraue Kalke, lagenweise mit dünnen, gegenüber der Gesamtmächtigkeit ganz zurücktretenden Hornstein-(Knollen, Knauern, Schnüre, Bänder)Zwischenschaltungen. Der Kalk ist relativ rein, besonders in den dickeren Bänken riffkalkartig, in der Anwitterung oft deutlich als feine Fossilbreccie zu erkennen. Häufig ist er von weißen Spatadern durchzogen. Ab und zu sind Eisenkörnchen eingestreut. Er zerfällt oberflächlich in scherbenförmigen Schutt und neigt zu leichter Verkarstung. Die Hornsteine sind teils rötlichgrau oder blaßrot, teils dunkelgrau bis fast schwarz. Der dunkle Hornstein zerfällt bei der Anwitterung in schwärzlichen splittartigen Grus, der sich oberflächlich zufolge Auflösung des Kalks anreichert und damit einen bezeichnenden Bodenbestandteil liefert.

In vorwiegend stratigraphisch höheren Niveaus treten zwischen den Kalkbänkchen ab und zu dezimeter- bis $\frac{1}{2}$ m dicke Lagen eines braungrau bis gelbbraun anwitternden, im frischen Bruche dunkler grauen glimmerführenden Kalksandsteins mit kleinen weißlich auswitternden Fossiltrümmerchen auf. Diese sandigen Zwischenlagen sehen oft flyschähnlich aus, in keinem Falle konnte aber tektonische Zwischenschaltung wahrscheinlich gemacht werden.

In vorwiegend stratigraphisch tieferen Niveaus schalten sich zwischen die harten, hellgrau anwitternden Kalkbänkchen, mitunter his zum Grade der Wechsellagerung, weichere, mergelige Schichten von z. T. röthlicher bis weinroter Farbe: sie fallen leichter der Verwitterung anheim, worauf dann bei steiler Schichtstellung die härteren Kalkbänkchen im Profile zacken- und nadelförmig vorragen. Diese Wechsellagerung zeigt vielfach schon den Übergang in den nächsttieferen Schichtkomplex an. Renz konnte das Alter dieser Oberkreidekalke an anderen Stellen durch Funde von Foraminiferen, besonders Orbitellen, in obersten Lagen auch Orbi-

toiden, nach oben hin begrenzen mit dem Maestrichtien und in ihnen von sonstigen Fossilresten auch Hippuriten-Bruchstücke, Bryozoen, Spongien, und Lithothamnien nachweisen. Eine untere Grenze ergibt sich daraus, daß Renz in obersten Lagen des nächsttieferen Schichtkomplexes (s. u.) mittels Orbitolinen Cenoman nachweisen konnte.

Unter den Oberkreidekalken folgt ein mächtiger Komplex bunter, hornsteinreicher Schichten (der Oberteil von Renz' „Schiefer-Hornsteingruppe“). Als unmittelbare Grenzabgrenzung schalten sich stellenweise, z. B. bei 1480 m ü. d. M. am Osthange des Tales nördlich Karpenision, ein paar Meter mächtige, dunkel anwitternde, grüngraue, dünntafelige glimmerreiche Sandsteine mit zentimeterdünnen, mürben, violett- bis dunkelroten glimmerreichen Mergelzwischenlagen ein.

Der Komplex der Hornsteinschichten unterscheidet sich deutlich von den Oberkreidekalken durch das Vorherrschen bunter, besonders roter, untergeordnet grünlicher Farben und durch den ungleich größeren Anteil (bis 50%) der Hornsteinführung, wobei auch die Hornsteine überwiegend bunte, intensiv hell- bis dunkelrote oder -grüne (bisweilen geradezu malachitgrüne) Farben aufweisen, jene schwärzlichen Hornsteine hingegen fehlen, die oft den charakteristischen Verwitterungsrückstand der Oberkreidekalke liefern. Aber auch was in dem Komplex nicht Hornstein ist, unterscheidet sich deutlich von der Hauptmasse der Oberkreidekalke: es sind bunte, hell- bis weinrote, dünn-schichtige bis schieferige Mergel und Tone, bisweilen auch feinkörnige Sandsteine, ab und zu auch primär zwischengeschaltete dicke Bänke eines flyschähnlichen, mürb anwitternden, dunkelgrau- bis olivgrünen Sandsteins, in sich blätterig geschichtet. Diese mergeligen, tonigen bis selbst sandigen Schichten stehen mit den Hornsteinschichten meist in dem Verhältnis ungleichmäßiger Wechsellagerung. Bisweilen aber schließen die Hornsteinschichten unmittelbar, ohne solche mergelig-tonige Zwischenlagen, zu größerer Mächtigkeit zusammen; eine kleine stumpfe Bergkuppe südlich des Weges von Karpenision gegen Hagios Athanasios z. B. besteht ganz aus solchen dicht und ebenflächig übereinanderfolgenden roten und grünlichen Hornsteinbänken.

Zu den beschriebenen, gleichsam normalen Hornsteinlagen kommen feine bis grobe oder grünliche Hornsteinbreccien, sichtlich Sedimentär-breccien, deren Bestandteile ein paar Millimeter bis 1 cm groß werden; untergeordnet sind auch helle Kalkstückchen beigemengt. In den Steilabbrüchen an der Südseite des Tymphrestos bilden die Hornsteinschichten große Plattenschüsse, die durch ihre intensiven, grell- bis violett- und dunkelroten, hell-, oliv- oder dunkelgrünen Farben, oft auch durch metallisch schillernde Überzüge weithin auffallen. Manche violette oder dunkelgrüne Hornsteinplatten sind in sich unter Wahrung des äußeren Verbandes mosaikartig zertrümmert und die Klüfte mit hellgrüner tonig-kieseliger Substanz wieder vernarbt, so daß sich für große Plattenflächen das Bild einer netzaderigen Maschenstruktur ergibt.

Unter diesen im ganzen ein paar hundert Meter mächtigen bunten Hornsteinschichten kommen im Grunde des großen Grabens nördlich von Karpenision hornsteinärmere oder -freie, dünn-schichtige Kalkmergel bis Kalke von grünlichgrauer Farbe, dichtem, muscheligen Bruch und etwas unregelmäßig flachwelligen Schichtflächen zutage.

Beim Straßenbau westlich Karpenision (vgl. im übrigen unten) wurden solche Kalkmergel, zusammen mit blaßroten und violetten Bänken, auch sonst im Verbande der roten Hornsteinschichten und anscheinend über diesen angefahren.

Was nun die stratigraphische Stellung dieser Schichten betrifft, hat Renz an anderen Punkten ihres weit nach NW und SE reichenden Verbreitungsgebietes in obersten Lagen unter den Oberkreidekalcken cenomane Orbitolinen gefunden. Der nächsttiefere sichergestellte Fossilhorizont in Renz' „Schiefer-Hornsteingruppe“ sind, im Pindos, karnische Halobien- und Daonellen-Hornsteine. Im Tymphrestos konnten diese bisher nicht nachgewiesen werden, sie scheinen hier nicht hochzukommen. Für den Großteil der Hornsteinschichten hier, soweit sie tiefer unter der Obergrenze liegen, und die unter ihnen erschlossenen Kalkmergel fehlen mithin vorläufig exakte, paläontologische Anhaltspunkte.

Die lithologische Fazies großer Teile dieser Schichtfolge erinnert sehr an die oberjurassischen Hornstein-, jene der Kalkmergel an die der Aptychenschichten der nördlichen Ostalpen. Der Geologe, der von dort kommt, glaubt stellenweise geradezu eine idente Schichtentwicklung vor sich zu haben; die Hornsteinbreccien z. B. gleichen z. T. ganz jenen des Sonnwendgebirges. So lange bestimmtere Anhaltspunkte für die Altersbeurteilung fehlen, verdient auch dieser lithologische Vergleich dafür Beachtung.

An der neuen Straße Karpenision—Hagios Vlasis, die zur Zeit gerade im Bau war, sind nahe W außer Karpenision zwischen den bunten Hornsteinschichten und der geschlossenen Hauptmasse des Flysches in stark verfalteter Lagerung (sedimentäre Schichtfolge und Mächtigkeit daher nicht sicher feststellbar) folgende Schichten erschlossen. Von den Hornsteinschichten gegen die geschlossene Hauptmasse des Flysches:

1. Bänke (bis $\frac{1}{2}$ m dick) licht-blaugrauer körniger Kalke, welche für flüchtige Betrachtung nach Crinoidenkalken aussehen: sie bestehen größtenteils aus rundlichen oder elliptischen Kalkkörnern, von bis 5 mm Durchmesser und z. T. hellerer bis fast weißer Farbe, aber ohne entsprechende Struktureigentümlichkeiten; damit zusammen Bänke von grünlichgrauem Sandstein.

2. Ebenflächige, dünnplattige, dichte, hellgraue bis gelbliche und grünliche (häufig auch grüner Anflug auf den Schichtflächen) Kalke, plattenweise mit schönen feinen Drucksutturen (lithologisch an die südalpine „Majolika“ erinnernd) und feinen rostroten Klüffflächen, bisweilen mit dunkleren mergeligen bis schieferig-sandigen Zwischelagen.

3. Dünnbankige, grauweiße, etwas mergelige Kalke mit dunklen bis schwarzen Hornsteinknollen und -lagen (lithologisch an südalpinen Biancone erinnernd).

1—3 anscheinend konkordant übereinander.

4. Dünnplattige, ebenflächige, blaugraue bis grünlichgraue Mergel mit grauen und dunklen Hornsteinlagen, zusammen 20—30 m.

5. Mürbe, dunkelolivgrüne und dunkelweinrote dünnblättrig-schieferige Mergel, zusammen höchstens $\frac{3}{4}$ m mächtig.

6. Dünnbankige graue bis rötlich- und grünlichgraue Kalkmergel $\frac{1}{2}$ m.

7. Dünn-schieferige Flyschmergel 2 m.

4—7 anscheinend konkordant übereinander.

8. Zerrüttungszone, 2—3 m, in ähnlichem Flyschmergelmaterial wie 7.

Worauf die geschlossene Hauptmasse des Flysches anschließt.

Die „Oberkreidekalke“ des Tymphrestos würden also hier, wenn es sich um eine ursprünglich geschlossene Schichtfolge handelte, fehlen,

bzw. durch großenteils abweichend entwickelte Schichtglieder vertreten sein. Die Geschlossenheit und Konkordanz der Schichtfolge an der neuen Straße ist aber vorerst noch durchaus fraglich, nicht nur zwischen 3 und 4, sondern namentlich auch wegen der häufigen Wiederkehr flyschähnlicher Zwischenschaltungen, die den Verdacht nach intensiver Verfaltung von Liegendem und Hangendem erwecken.

Jedenfalls aber dürfte mit genauer lithologischer Untersuchung noch manche über die wenigen bisher ermittelten paläontologischen Horizonte hinausgehende Gliederung zu erzielen sein.

Tektonik.

Das Hauptaugenmerk wendet sich angesichts der einleitend erwähnten Besonderheiten dem Bauprinzip zu. Soweit sich dieses in Querprofilen erfassen läßt, bietet es keine besonderen Probleme. Wenn schon der orographische Kettencharakter bereits weit nördlich des Tymphrestos verlorengegangen ist, bleibt doch das tektonische Streichen im großen und ganzen heständig (generell NNW-SSE) und auch die quer dazu gerichtete Faltungsstruktur im wesentlichen dieselbe.

Im Tymphrestos und seinem unmittelbaren Anland können drei Hauptantiklinalen und mindestens zwei untergeordnete Faltenzüge unterschieden werden. Die drei Hauptantiklinalen bilden sich auch orographisch deutlich ab: die mittlere, wohl auch tektonisch die Hauptachse des Gebirges vorstellende, läuft durch den Hauptgipfel (2316 m), die östliche durch den tief abgetrennten Vorberg Mavrilos (1886 m), die westliche durch den unbenannten Nebengipfel Punkt 2120. Die Mavrilos-Antiklinale wird von der des Hauptgipfels durch eine breite, tief eingemuldete Flyschzone geschieden. Der Flysch reicht hier südseitig bis mindestens an den Rand der Fußverschüttung hinab. Entsprechend ist auch der Berg Mavrilos durch eine breite, tiefe Senke (1650 m An.) vom Hauptgipfel abgetrennt. Die Muldenzone, welche die westliche Antiklinale (Punkt 2120) von der des Hauptgipfels scheidet, greift im ganzen minder tief, sie liegt in der Hochregion noch größtenteils in Oberkreidekalken. Nur in zwei schmalen Muldenzügen, welche zwischen sich eine der untergeordneten Auffaltungen schließen, ist hier Flysch mit eingeschlossen. Diese Muldenzüge bilden schmale, steilgestellte Streifen, welche annähernd geradlinig nord-südlich durch das Hochland ziehen; nur der eine, östliche, dieser Flyschstreifen greift tiefer, südseitig bis nahe über Karpension hinab, der andere, westliche, bleibt auf die Gebirgshöhe beschränkt. Entsprechend bildet sich die ganze Muldenzone zwischen Hauptgipfel und Punkt 2120 orographisch weniger deutlich ab. Wohl dringt, nördlich von Karpension, ein tiefer Graben zwischen die beiden Erhebungen ein, er folgt aber nicht der tektonischen Muldenachse, sondern hält sich mehr an den steilen östlichen Flügel der Antiklinale von Punkt 2120 und bewirkt auch nur eine mäßig tiefe Einsenkung der Kammlinie; Punkt 2120 ist alles in allem weit weniger stark vom Hauptgipfel abgetrennt als der Mavrilos; die untergeordnete Aufsattelung innerhalb der Gesamtmulde tritt orographisch gar nicht hervor, dem östlichen Flyschstreifen folgt zwar annähernd in der Hochregion ein

seichtes Tälchen und unterwärts am Abfall gegen Karpension ein steiler Graben, der westliche Flyschstreifen aber ist z. T. sogar widersinnig als leichte Erhebung (Höhe Kalorgi) im Hochland abgebildet. Wenn trotzdem neben der Antiklinale des Mavrilos und der des Hauptgipfels auch die von Punkt 2120 in der Landschaft deutlich hervortritt, so liegt das, wie auch bei den beiden anderen, gutentw. daran, daß hier wie dort die relativ schroffe Formen bildenden bleichen Oberkreidekalke und besonders auch die bunten Hornsteinschichten hochkommen, die sonst landschaftlich zurücktreten gegenüber dem weitem herrschenden Flysch ihrer Bedeckung. Die Antiklinale von Punkt 2120 dacht westwärts zur Senke von Hagios Athanasios (1470 m) ab, jedoch nicht ununterbrochen, sondern mit mindestens einer untergeordneten, von sekundären Flyschmulden begleiteten Auffaltung, die orographisch, im Kammprofile aber kaum hervortritt.

Über diese Hauptelemente hinaus geht die Faltung wenigstens strichweise sehr ins einzelne; z. B. sind an den Hängen des Grabens zwischen Punkt 2120 und Hauptgipfel mehrfach kleine spitzwinklige Muldenschlüsse feststellbar, die sich auch den „untergeordneten“ Faltenzügen von vornhin noch unterordnen. Besonders aber fallen innerhalb des generellen Streichens beträchtliche Schwankungen auf. Namentlich ist im einzelnen häufiger ein Abweichen von der NS-Linie nach E als nach W gegeben. Die Streichungslinien innerhalb der Antiklinale von Punkt 2120, westlich und südlich des Berges, schwanken allgemein zwischen NS und N 40° E, wobei die stärkere Abweichung gegen E weitaus überwiegt und gebietsweise, z. B. halbwegs zwischen Karpension und Hagios Athanasios sehr gleichmäßig ein Streichen N 30—40° E herrscht. Fallweise aber ergeben sich auch noch stärkere Ostkomponenten bis 60 und 65° E. Ein dem allgemeinen Pindos-Verlaufe entsprechendes NNW-Streichen hingegen war in diesem westlichen Gebietsabschnitt nur ganz untergeordnet an einigen Stellen bei Hagios Athanasios selbst und in den unstenen Strukturen längs der neuen Straße westlich Karpension zu messen (um N 20° W).

Häufiger bis einigermaßen allgemein ist NNW-Streichen (um N 20° W) nur in dem mittleren Abschnitt des Gebietes (Kalorgi—Tymphrestos-Hauptgipfel) gegeben. Aber auch da scheinen ab und zu immer wieder Abweichungen nach der entgegengesetzten Seite auf (bis N 30° E). Im östlichen Abschnitt (Tymphrestos-Hauptgipfel—Senke gegen Mavrilos) hingegen wird wieder NNE-Streichen (meist bis N 20° E, häufig aber auch bis N 40° E) vorherrschend und auch am Fuß des Berges östlich außer Karpension ist solches östliches Abweichen feststellbar (an der Straße nahe außerhalb Karpension N 10—15° E, am Hügel von Hagios Dimitrios bis N 40° E).

Besonders auffallend nun aber ist, daß es in der Gipfelregion des Tymphrestos-Hauptgipfels nicht nur vereinzelt und ausnahmsweise, sondern für eine Mehrzahl von Meßstellen geradezu zu EW-Streichen kommt. In EW streichenden, steil S fallenden Schichten (Oberkreidekalcken) liegt ein für etwa 30 m Strecke fast eben verlaufendes Kammstück bei 2000 m ü. d. M. östlich unter dem Gipfel, mit dem Einbiegen der Schichten in NE-Streichen steigt daraufhin der Kamm wieder an. Wenig

weiter, knapp westlich einer breiten, flachgewölbten Rückfallskuppe bei 2120 m, setzt in senkrecht stehenden Kalkbänkchen am Kamm von neuem EW-Streichen ein, das nun über den östlichen Vorgipfel (2300 m) bis auf den Hauptgipfel (2316 m) anhält. EW-Streichen herrscht hier in den Oberkreidekalken des ganzen obersten Gipfelaufbaues, sowohl in dem kleinen Gipfelplateau (hier mit nur 20—30° N-Fallen; das Plateau hält sich z. T. selektiv daran), als auch in dem seicht abgetrennten schrofferen südlichen Vorgipfel (hier steil, 40—70°, N fallend). An der NW-Ecke des Gipfelplateaus und südwestlich unterhalb des Plateaurandes hingegen schwenkt das Streichen mit N 70° W (60—70° NNE-Fallen) in WNW bis NW und NNW. Die Interferenz der Streichungsrichtungen hat hier am obersten SW-Abhang des Gipfels zu einer Aufspaltung der Felsen in z. T. schlanke Pfeiler und Nadeln geführt. Aber auch tiefer am Südabhange des Gipfelaufbaus, in den weithin sichtbaren intensiv roten Plattenschüssen bei etwa 1800 m, herrscht z. T. fast reines EW-Streichen mit steilem (50—80°) S-Fallen; der rechtwinklig dazu (WE) gerichtete Druck hat sich hier zu höchst eigenartigen Erscheinungen ausgewirkt: die EW streichenden, steil S fallenden Schichtplatten sind stellenweise, in Abständen, zu schmalen, geradlinig verlaufenden (Faltenstirn und -achse in der Einfallsrichtung der Platten) strebepfeilerförmigen Wülsten gefaltet, welche mit den Plattenschüssen steil absteigen und vereinzelt auch, mit ihnen, in geringere Neigung abgobogen sind.

Diese Besonderheiten könnten wohl vielleicht in einem allseits unter starken Druck gesetzten Gebirge als untergeordnete „lokale“ Erscheinungen ohne weitergehenden Belang angesprochen werden. Im Zusammenhang mit der Lage und dem allgemeinen Verhalten des Tymphrestos zu seiner Umgebung und zu dem großen einheitlichen Pindos-Streichen weiter nördlich aber gewinnen sie grundsätzliche, symptomatische Bedeutung.

Zu deren Würdigung ist es vorerst noch nötig, die Veränderungen in Streichen kennenzulernen. Hierzu eignet sich die Prüfung der Verhältnisse in Durchschnitten wenige Kilometer südlich des bisher behandelten Kammprofils vom Hagios Athanasios zum Mavrilos, etwa in der EW-Linie des Tales von Karpenision und nahe südlich davon.

Die Verfolgung der tektonischen Elemente des Kammprofils dahin ergibt ein Absteigen der tektonischen Achsen in dieser Richtung, u. zw. im allgemeinen um so rascher und beträchtlicher, je größer die Aufragung im N. ist. Es kommt am sinnfälligsten in dem Niederbiegen der Hauptantiklinalen und dem damit zusammenhängenden Absinken der Oberkreidekalke und Hornsteinschichten gegen das Tal von Karpenision und das Bergland südlich davon zum Ausdruck. Nicht daß diese tieferen Schichten ganz von der Bildfläche verschwänden, aber sie spielen keine orographische Rolle mehr; sie ziehen sich in die Form bescheidener Anfwölbungen, Hügel, Bodenwellen zurück; die seitlich vom Flysch mehr oder weniger ummantelt werden oder sie tauchen ganz unter die Flyschbedeckung und kommen nur mehr in Einschnitten, Oberflächensenkungen u. dgl. zutage.

Die Antiklinale des Mavrilos ist schon bald südlich des Berges in ihrer Streichrichtung so weit abgestiegen, daß die Hornsteinschichten

und Oberkreidekalke unter der Flyschbedeckung verschwinden. Wohl besteht noch der südliche Felsvorbau des Mavrilos größtenteils aus ihnen, die roten Farben der NS oder SSW durchziehenden steilgestellten Hornsteinschichten fallen im Wechsel mit den bleichen Kalkbänken weithin auf. Schon von der ersten Senke südöstlich des Berges an aber ist nichts mehr von ihnen zu sehen und das ganze sanft absteigende Gelände weiter südöstlich gegen den Paß (zirka 1200 m An.) der Straße von Karpension ins Sperchaeos-Tal liegt wie der Paß selbst in Flysch. In diesem bleiben größtenteils auch die sanften Höhen (1600—1700 m) südlich des Passes gegen Punkt 1872; weder an der Ost-, Nord- noch Westseite sind aus der Ferne sichere Vorrangungen der Flyschunterlage zu sehen und auch in den Kiesbetten der Bäche, die bei Laspi von diesen Höhen kommen, herrscht fast ausschließlich Flyschmaterial. Keine Aufragung in dem weiten, flachwelligen Bergland läßt hier durch ihre Form auf ein Hervortreten der Unterlage schließen, erst die schöne zackige Kaliakuda (2104 m) gibt dann ein Gegenstück zum Tymphrestos. Flysch bleibt bis ins Sperchaeos-Tal hinab — bei Kapsi ein übles Rutschgelände — und an dessen beiden Seiten bis über Varibopi hinaus herrschend. Erst an der Bahnstrecke Thermopylae—Xynias-See, an ihrer vorletzten, kleinen Ausbiegung gegen das Sperchaeos-Tal, erscheinen, von W her, die ersten bekannten Serpentinkeime unter dem Flysch.

Der Antiklinale des Tymphrestos-Hauptgipfels gehört im breiten Talgrund südöstlich Karpension der Hügel von Hagios Dimitrios an (am Nordfuße NE-Streichen, oben, bei der Kirche, NNW streichende steilstehende Oberkreidekalke). Dann setzt sie sich, im ganzen SSW streichend, in den spitzen Vorberg (zirka 1400 m) am Bng des Tales südwestlich von Karpension hinein fort; deutlich lassen sich hier schon im Blick aus der Ferne die Gesteine der Flyschunterlage bis auf die Höhe des Berges hinauf verfolgen, alles östlich davon, die Westabdachung und die Höhen südlich darüber bis an den Fuß der Kaliakuda liegen im Flysch.

Westlich Karpension ist die Antiklinale von Punkt 2120 mitsamt den untergeordneten Auffaltungen, die sie begleiten, in allgemeinem SSW-Streichen so weit abgestiegen, daß die Oberkreidekalke und Hornsteinschichten oberseits (von tieferen Einschnitten abgesehen) zwischen dem Weg nach Hagios Athanasios und der neuen Straße nach Hagios Vlasios nur mehr in niedrigen stumpfen Hügeln und Rücken zutage liegen, an die von den Seiten verschieden hoch der Flysch der angrenzenden synklinalen Elemente hinangreift. War oben in der Hochregion des Gebirges der Flysch zwischen den beiden Hauptantiklinalen (Hauptgipfel und Punkt 2120) bis auf zwei schmale und allem Anschein nach wenig tiefgreifende Streifen gleichsam nach oben ausgepreßt, so ist der östliche dieser beiden Flyschstreifen schon am Tymphrestos-Hang rasch verbreitert bis an den Oberrand von Karpension abgestiegen und herrscht im Fußvorlande westlich bis westsüdwestlich außerhalb Karpension, längs des ersten Kilometers der neuen Straße, im Zuge der Synklinale zwischen den beiden Antiklinalen zusammenhängend Flysch. Bei flacher Lage oder nur mäßigem Absteigen der tektonischen Achsen müßten hier noch weithin die Gesteine der Flyschunterlage anhalten. Durch das rasche Achsenabsinken ist, für flächenhafte Darstellung, ein

geologisches Bild zustande gekommen wie an Überschiebungsfußrändern: unten am Fuß und im Vorlande junge Schichten, hoch darüber, mit steilen Hängen ansteigend die älteren.

Die neue Straße erschließt auch da manch hübsche Einzelheit. In ihrem gebogenen Verlaufe schneidet sie die — wie erwähnt, etwas zerrüttete — Grenze zwischen Flysch und Flyschunterlage in einer und derselben Streichungszone wiederholt an.

Und auch westlich der N—S-Strecke des Tales von Karpenision treten die Gesteine der Flyschunterlage in ihrer orographischen Rolle weithin zurück — so verbreitet sie in dem unruhigen, niedrigen Bergland auch an die Oberfläche treten — erst am Chelidon (1980 m) ragen sie wieder höher und schärfer auf.

Ähnlich wie im S des Tymphrestos ist es nach dem Fernblick im N. Auch dort gewinnt in dem weiten niedrigen Bergland der Flysch sehr an Verbreitung und ziehen sich die älteren Schichten in bescheidenere Höhen und in die Taleinschnitte zurück — aller Wahrscheinlichkeit nach zufolge ähnlichen Absinkens der tektonischen Achsen: für einen weiten Umkreis liegen diese nur in dem kaum 10 km langen, WE bis ESE verlaufenden Kammstück des Tymphrestos (von Punkt 2120 bis einschließlich des Mavrilos) hoch.

Die weiter NNW auch orographisch so gut hervortretenden NNW-SSE streichenden Strukturen des Pindos sind hier, nachdem sie mit den Bergen um Agrapha gleichsam untergetaucht waren, durch eine Stauung quer zum Streichen unvermittelt wieder hochgebracht worden. Mit einem solchen Querstau nun lassen sich auch die intensiven Einzelstörungen im Bu der Hochregion, besonders das stellenweise WE-Streichen, gut in Einklang bringen, zu ihm wieder steht das lokale orographische WE-Streichen in Beziehung.

Und dieses Prinzip: unvermittelte Steigerung des orographischen Ausdrucks quer zum allgemeinen Streichen der Strukturen (NNW-SSE) ohne sichtbare Abhängigkeit davon kehrt ähnlich nicht nur im Chelidon und in der Kaliakuda sondern auch weiterhin bei manchen Haupterhebungen der Pindos-Zone wieder, selbst noch im Peloponnes (Erymanthos, Chelmos) — die Isoliertheit, Unvermitteltheit ihrer Aufragung ist der sinnfällige Ausdruck davon. Nur die Vardnsia hält sich auch orographisch einigermaßen an den allgemeinen Strukturverlauf. Erst im SE des Peloponnes bildet sich wieder allgemeiner Einklang von Struktur und Relief heraus, in den Ketten von Taygetos und Parnon und den ihnen entsprechenden Halbinseln.

Was sich gegenüber dem Pindos-Streichen, diesem einen durch ganz Griechenland ziehenden, besonders in westlichen Teilen herrschenden Hauptstruktursystem, als Querstau geltend macht, ist der Abklang jenes anderen großen Struktursystems, das in östlicheren Teilen Mittelgriechenlands so sehr hervortritt, im Verlauf von Erhebungen und Senken und in der ganzen Küstenkonfiguration — im Golf von Korinth greift es sogar ganz durch — eines W—E-Systems, dem sich schließlich mit Kreta auch das NNW—SSE-System parallel stellt.

Wenn im Tymphrestos nach bisheriger Kenntnis von NNW her zum ersten Male das W—E-System auf das NNW—SSE-System „abklingt“, so

steht das in enger räumlicher Beziehung zu der langgestreckten Bucht des Golfs von Lamia (Malakos-Kolpos)—Sperchaeos, mit der hier das eine System geradlinig von E her bis an das andere herangreift.

Mit einer Gebirgsbildung tritt das W—E-System, nach Renz' kurzen Mitteilungen zu schließen (1928, S. 29/30), im Gebiete Vardusia—Kiona an das NNW—SSE-System heran.

So ist der Tymphrestos ein Abbild im kleinen griechischer Strukturzüge im großen.

Morphologisches.

Je größer der landschaftliche und geologische Gegensatz des Tymphrestos zu seiner Umgebung ist, um so mehr Beachtung verdient die Frage nach den morphologischen Beziehungen beider zueinander.

Die Umgebung ist ein weithin annähernd gleichmäßig verlaufendes, größtenteils von Flysch gebildetes Bergland, dessen wellig-sanfte Höhen nach Form und Niveau im großen ganzen ein einheitliches (wenn auch vielleicht im genaueren komplexes) Oberflächensystem vorstellen. Die Einzelwellen ordnen sich weitgespannten flachen Einsenkungen und Aufwöhlungen unter. Näher gegen den Tymphrestos hin schwanken die Höhen etwa zwischen 1500 und 1800 *m.* südlich des Tales von Karpenision bleiben sie weithin zwischen etwa 1600 und 1800 *m.* Von den Senken ist eine der tiefsten jene in der Gegend des Passes zum Sperchaeos-Tale, sie greift von N und S her ganz sanft unter 1300 *m.* ein.

An großenteils unvermittelt scharfen Rändern schneiden unter dieses alte, sanfte Oberflächensystem mit ungleich steileren Hängen, in sich nur wenig gegliedert, die Täler ein, ihre vergleichsweise meist schmalen, dabei z. T. sehr tiefen (his über 1000 *m.*) Einschnitte verschwinden im Blick über die weite wellige Fläche der Höhen. Das breite und flachsohlige Hochtal von Karpenision (966 *m.*) bildet eine Ausnahme, auch zu ihm aber fällt das alte Oberflächensystem mit unvermittelt steilen Hängen ab. Das breite Sperchaeos-Tal hebt sich von den engen Tälern des Gebirgs deutlich ab als eine Tiefenlinie anderer Art, es entspricht sichtlich einer ehemaligen Meeresbucht tektonischer Anlage.

Am Tymphrestos selbst nun sind zunächst in der Umgebung des Hauptgipfels hoch über steilen Abhängen zum Tale von Karpenision ausgezeichnete Reste eines Flach- bis Mittelreliefs erhalten. Nach steilem Anstieg aus der Tiefe tritt man tiefstens bei 1700 *m.* (An.) wie über eine Kante auf ein flaches oder nur mäßig bewegtes Hochland, das im W bis S des Hauptgipfels beträchtliche Ausdehnung hat (etwa 2—3 *km*²). Über seichte, im Längs- und Querprofile flache Mulden erheben sich mit sanften Hängen niedrige stumpfe Kuppen bis etwa 2100 *m.*, der Hauptgipfel selbst hingegen ragt wieder steiler und mit gegensätzlichen schroffen Formen darüber auf.

Das Flach-, bzw. Mittelrelief übergreift die vom Hauptgipfel nach WSW verlaufende Wasserscheide und verteilt sich auf deren beide Seiten; der weitaus größere Abschnitt liegt südlich, der kleinere, schmalere, nördlich davon. Eine Tiefenlinie erster Ordnung wird durch eine besonders breite und flache Mulde („Mittelmulde“) gegeben, die von einer sanften Einsenkung (etwa 1850 *m.*, „Mittelsenke“) der Wasserscheide aus nach SSE zieht und dort am Rande der Hochlandschaft bei etwa 1700 *m.* unvermittelt ausläuft („Südsenke“); nur ein enger Einriß, weiterhin ein steiler, unwegsamer, erst

tiefer unten am Hange etwas besser ausgebildeter Graben bildet die Fortsetzung gegen Karpension hinab. Eine ähnliche, doch viel kürzere Mulde zieht von der Mittelsenke nordwärts zum Nordrand der Hochlandschaft („Nordsenke“, etwa 1770 m); dort schließt wieder ein ungleich rascher abfallender, schluchtartig enger, z. T. von felsigen Hängen begleiteter Graben an, der ins nördliche Vorland hinaufführt. Östlich der Mittelmulde ziehen sanfte bis mäßig steile Hänge hoch hinan zu Vorhöhen (2000—2100 m) des Tymphrestos-Gipfels, von der Nordsenke weg ist der Anstieg steiler. Westlich steigt die Hochlandschaft sanft zu stumpfen Randerhebungen an, einer Doppelkuppe von etwa 2100 m im NW, einer Knuppe von etwa 2000 m westlich der Mittelsenke (zwischen beiden eine seichte Nebenmulde) und einer von etwa 1950 m im SW. Die beiden letzteren dachen jenseits für ein oberstes Stück noch ähnlich sanft nach W ab, dann erst folgt mit großenteils scharfem Rande (1720—1750 m) der Steilabfall zu dem Tale, das nördlich von Karpension zwischen Tymphrestos und Punkt 2120 hineinführt. Eine seicht eingemuldete Senke (etwa 1850 m) nördlich der Südwestkuppe verbindet diese westlichste Randpartie mit dem übrigen Hochland.

Nördlich nm die Doppelkuppe (etwa 2100 m) herum setzt sich die Hochflächenlandschaft in entsprechender Höhe und beträchtlicher Breite an die Nordseite des Berges Punkt 2120 fort, wo sie scharf von obersten steileren (Gipfel-)Hängen absetzt, um über 1 km weit zu einer nördlich vorgeschobenen Randhöhe vorzuführen, wo dann erst der Steilabfall nach N beginnt. Das Joch im Abschluß des Tales nördlich Karpension, zwischen Tymphrestos und Punkt 2120, liegt, wie sich im Überblick vom Tymphrestos aus zeigt, am Südrand dieser weitläufigen Verflachungen an der Nordseite des Gebirges.

Die Hochlandschaft liegt größtenteils in den Oberkreidekalken, im E. südlich des Tymphrestos-Gipfels greift sie auch auf Hornsteinschichten über. Sonst haben an ihr noch Anteil die beiden Flyschstreifen (S. 22); dem östlichen von ihnen folgt annähernd die Haupttiefenlinie.

Die sanften Flächen schneiden durchaus die Schichtstruktur; großenteils unter beträchtlichem bis fast rechtem Winkel; östlich des Auslaufs der Mittelmulde z. B. sind die Flächen wie gestreift von den Schichtköpfen der hier fast senkrecht stehenden Kalkbänke, geradlinig, z. T. kleinen Mauern gleich, schneiden diese durch das Gelände. Die Oberflächenbildung ist also souverän gegenüber der Struktur und nur im Sinne eines entwicklungsgeschichtlichen Flächensystems zu deuten. Stellenweise geben sich leichte Anzeichen von Verkarstung zu erkennen, z. B. im Zuge der Mittelmulde eine seichte, dolinenartige Vertiefung, die mit feinem, zusammengeschwemmtem Grus (besonders dem dunklen Hornsteingrus) angefüllt ist.

Formen und Höhenlage hätten Spuren eiszeitlicher Vergletscherung erwarten lassen. Doch keinerlei verlässliche Anzeichen einer solchen, weder erosive noch akkumulative, insbesondere keine Spur sicherer Moränenablagerungen, konnten aufgefunden werden. Flächenweise Anreicherung des dunklen Hornsteingruses als Verwitterungsrückstand der Oberkreidekalke weist vielmehr positiv in die Gegenrichtung, daß hier keine glaziale Abräumung erfolgt ist.

Die sanften Flächen der Hochlandschaft sind von schütterer, nur in günstigeren Lagen geschlossenerer Alpenweide bedeckt und dienen auch wirtschaftlich als solche. Im Frühsommer, nach der Schneeschnmelze, stehen sie im Schmuck einer reichen, bunten Kalkalpenflora.

Dieses schön entwickelte und gut erhaltene Oberflächensystem am Tymphrestos ist wohl — solange nicht Gegenteiliges erwiesen — mit dem Oberriveau des Berglandes der Umgebung in Zusammenhang zu bringen, im Sinne eines selektiv (lithologische und strukturelle Selektion) leicht erhöhten Scheitelgebietes. Zutreffenden Falles würde dadurch

angezeigt, daß die Auffaltung einschließlich des Querstaues weit genug zurückliegt, um gemeinsame Formentwicklung mit der Umgebung annehmen zu lassen.

Über dem Flach- bis Mittelrelief in 1700—2000 *m* sind in der Gipfelregion des Tymphrestos noch höhere Flächenreste erhalten.

Von einer kleinen Rückfallkuppe bei 2100 *m* im Kamme östlich des Gipfels zieht in ESE—WNW-Richtung, hoch über steilen Nordhängen, unabhängig von der Schichtlage eine sanft bis auf etwa 2250 *m* ansteigende, rasch verbreiterte seichte Mulde an die Nordseite des Gipfels hinauf, wo sie von diesem einen um etwa 30 *m* niedrigeren nördlichen, nordwärts steil abfallenden Kamrand abtrennt. Das obere Ende der Mulde reicht bis an den Abfallsrand nordwestlich des Gipfels vor. Über dieser Mulde folgt dann noch, durch ein etwa 5, *m* hohes, mäßig steiles Hangstück getrennt, ein kleines Gipfelplateau (2300 *m*), das süd- und westwärts scharf von Steilrändern umgrenzt wird; an seinem Südrande liegt die höchste Erhebung.

Es ist nicht nötig, die Mulde in der Gipfelregion grundsätzlich sonderzustellen. Sie kann sehr wohl eine Fortsetzung des Mittelgebirgsreliefs um 1700—2000 *m* nach oben, die Abtrennung davon nur Sache der Erhaltung sein; das Relief östlich des Gipfels wäre diesfalls bis auf den schmalen Kammrücken zurückgeschnitten worden.

Das kleine Gipfelplateau ist z. T. wenigstens selektiver Natur, entsprechend der flachen Schichtlage, die hier gegeben ist (vgl. S. 24).

In der hochgelegenen Mulde hinderten zwar Schneebedeckung und Nebel einigermaßen die Beobachtung, immerhin konnte ich sehen, daß, bis auf unbestimmte kleine Schuttausammungen am Ostausgange auch hier keinerlei Glazialspuren vorhanden sind.

Zur Frage eiszeitlicher Vergletscherung.

Der Tymphrestos (2316 *m*) schien nach Höhe und Form geeignet zur Prüfung der Frage nach eiszeitlicher Vergletscherung in diesem Abschnitte der Balkanhalbinsel. Das war auch zunächst der Zweck meines Besuches. Das glazialgeologische Ergebnis war aber negativ. Auch auf den obersten, morphologisch sehr geeigneten Verflachungen konnten keine sicheren Spuren ehemaliger Vergletscherung gefunden werden. Während solche Maul¹⁾ in der Vardusia, Kiona und im Parnaß bis in weit tiefere Lagen hinab nachgewiesen hat, unter Verhältnissen, die in diesen südlicheren und östlicheren Gebirgen eine Senkung der Schneegrenze bis auf 2050 *m* wahrscheinlich machte, gelang im Tymphrestos der Nachweis eiszeitlicher Vergletscherung nicht.

Die relative Binnenlage scheint sich in einer ähnlichen Emporwölbung der klimatischen Höhengrenzen ausgewirkt zu haben wie heute. Am Südfuße des Berges, in Karpenision (966 *m*, oberste Höfe beträchtlich über 1000 *m*) wachsen im Freien noch Reben und selbst einzelne Zypressen, Edelkastanien steigen an der Wasserscheide zum Sperchaeos

¹⁾ Beiträge zur Morphologie des Peloponnes und des südlichen Mittelgriechenlands. Penck's Geogr. Abh., X, 3, 1921.

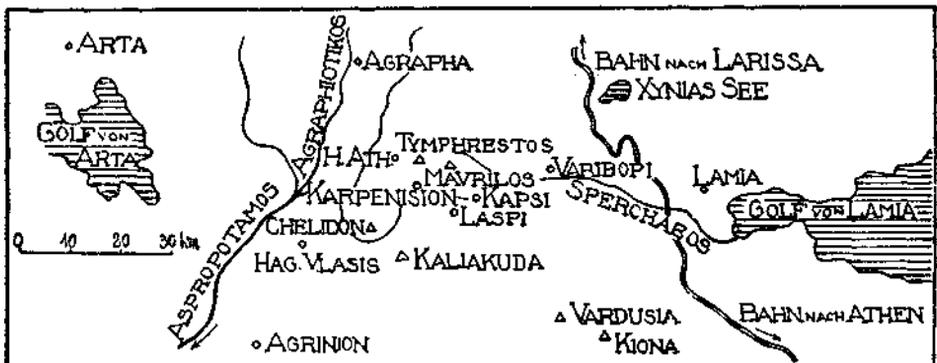
bis über 1200 m. Vor allem aber war, Mitte April, die Schneebedeckung im Tymphrestos schon ungleich stärker geschwunden, höher hinaufgerückt als in jenen meernäheren Gebirgen, besonders am Parnaß.

Zusammenfassung.

Die am Südennde des Thessalischen Pindos, in den Bergen um Agrapha, abgesunkenen tektonischen Achsen biegen im Tymphrestos für kurze Erstreckung wieder hoch auf, so daß sich hier, während weitem Fylsch vorherrscht, auf engem Raum die Gesteine der Unterlage (Oberkreidekalke, Hornsteinschichten der Kreide- und Juraformation, u. a. ein Schichtkomplex, der lithologisch den Oberjura-Hornstein- und Aptychenschichten der nördlichen Ostalpen sehr ähnlich ist) hoch darüber erheben. Dabei ist das im allgemeinen NNW-SSE gerichtete Pindos-Streichen größtenteils bis in NE-SW-Richtung abgelenkt, an Stellen stärkster Störung tritt sogar E-W-Streichen ein. Diese Besonderheiten, das jähe Aufbiegen und Wieder-Absinken der tektonischen Achsen im ganzen wie die Strukturveränderungen im einzelnen, werden auf die Interferenz der NNW-SSE-Strukturen westlicherer mit den W-E-Strukturen östlicherer Teile Griechenlands bezogen, gerade hier tritt eben, zum ersten Male von NNW her, im Golf von Lamia (Malakos-Kolpos) und seiner Fortsetzung, dem Sperchaeos-Tale, sehr auffällig eine solche E-W-Struktur bis an die NNW-SSE-Strukturen des Pindos heran. Das Beispiel des Tymphrestos ist damit vielleicht bezeichnend auch für manche andere Gebirge Griechenlands, die, wiewohl im Zuge der NNW-SSE-Strukturen gelegen, dennoch keinerlei entsprechende Kettenformen, vielmehr ganz unvermittelte, isolierte, z. T. sogar quergestellte Auftragungen bilden.

Ein altes, hochgelegenes Oberflächensystem, das dem Tymphrestos anscheinend gemeinsam ist mit seiner Umgebung, läßt vermuten, daß die tektonischen Komplikationen älter sind als die Ausbildung dieses jedenfalls weit ins Tertiär zurückreichenden Oberflächensystems.

Spuren eiszeitlicher Vergletscherung konnten trotz morphologischer Eignung nicht nachgewiesen werden.



Zur Großtektonik von Vorarlberg.

Von **Otto Ampferer.**

Mit Beiträgen von **Otto Reithofer.**

(Mit 25 Zeichnungen.)

Die hier folgende Untersuchung bildet eine unmittelbare Fortsetzung zu der Arbeit über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal, Jahrbuch 1930, sowie zu den Beiträgen zur Geologie des obersten Lechtales und des großen Walsertales, Jahrbuch 1931. Die Grundlagen der neuen Arbeit wurden hauptsächlich bei der Landesaufnahme von Blatt „Stuben“ gesammelt. Diese Aufnahmen sind nunmehr aus den Lechtaler Alpen über die Davennagruppe in den Rätikon vorgedrungen.

Damit hat sich für mich der Charakter der Landesaufnahme in wesentlicher Weise verschoben.

Die Davennagruppe war hier gegen W zu das letzte bisher nur wenig erforschte Stück der nördlichen Kalkalpen.

Jenseits des Montafontales treten wir im ganzen Bereich des Rätikons bereits in das Arbeitsfeld der Schweizer Geologen ein, welche hier vor allem unter Leitung von Prof. Hans Schardt ein großes Stück des österreichischen Landes in den letzten Jahren geologisch neu aufgenommen haben.

Ich habe bei meinen bisherigen Begehungen im Jahre 1931 zunächst die Arbeiten von W. O. Leutenegger, A. H. Stahel und P. Arni genauer kennengelernt.

Dieselben sind recht sorgfältig ausgeführt und auch gut dargestellt.

Hier bleibt dem nachfolgenden Geologen an reiner Aufnahmsarbeit wenig Neues mehr übrig.

Um so leichter kann er sich aber in einem bereits so gut erforschten Gebiete neuen Fragestellungen zuwenden.

Für die Erforschung des Rätikongebirges sind in den letzten Jahren beinahe ausschließlich Erfahrungen aus den Schweizer Alpen maßgebend geworden.

Dies hat zu einer reichen Ernte von geologischen Ergebnissen geführt, die sonst vielleicht nicht so gut zugänglich geworden wäre.

Meine Aufgabe ist es nun, die neuen Erfahrungen aus den Ostalpen auf dieses Grenzgebiet zu übertragen.

Es ist dies um so besser durchführbar, als inzwischen auch die Neuaufnahme des Kristallins der Ferwallgruppe durch Otto Reithofer ebenfalls bis zum Rätikon vorgerückt ist.

In der Arbeit über den Südrand der Lechtaler Alpen ist die Grenze zwischen den nördlichen Kalkalpen und dem Kristallin entlang der Strecke vom Arlberg bis zur Mündung der Ötztaler Ache geologisch beschrieben worden. Hier sollen nun die Verhältnisse derselben Grenze vom Arlberggebiet bis zum Westende des Kristallins im Rellstal im Rätikon zusammenhängend dargestellt werden. In der gerade erwähnten Arbeit bin

ich zu dem Ergebnisse gelangt, daß die Südgrenze der Lechtaler Alpen keine ungestörte sedimentäre Verbindung mit dem Kristallin mehr besitzt. Die Fortführung der Beobachtungen gegen W gestattet nun einen näheren Einblick in die Störung, welche hier entlang der Grenze von Kalkalpen und Kristallin verläuft. Wie wir bald sehen werden, besteht diese Störung des normalen Verbandes von Lechtaler Alpen und Kristallin vor allem in einer kräftigen Verschiebung der beiden Gesteinskörper in der Richtung O→W. Diese Verschiebung, welche die Kalkalpen und das Kristallin in ungleichen Ausmaßen ergriffen hat, stellt dabei einen sehr jungen Abschnitt der Alpentektonik vor. Jedenfalls war hier am Westende der Ostalpen, die Hauptgruppierung der Schub- und Gleitmassen, welche aus der Bewegungsrichtung S→N

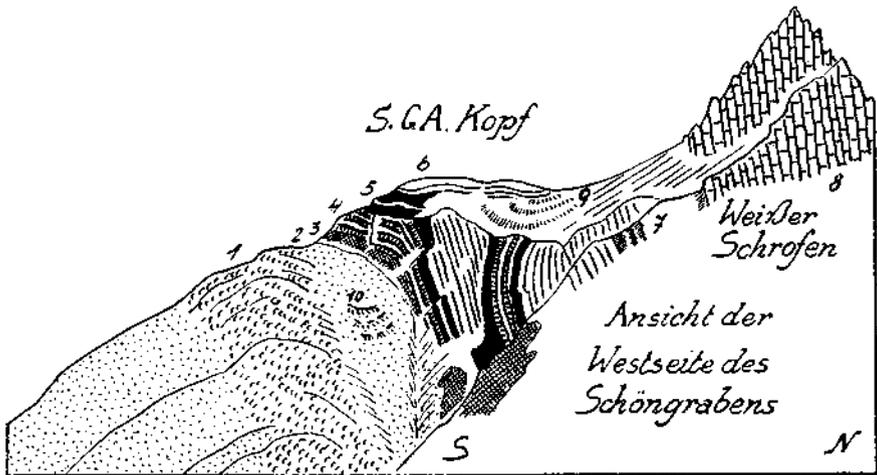


Fig. 1. 1 = Verrukano. 2 = Bunlsandstein. 3 = Rauhacke. 4 = Muschelkalk. 5 = Partnachschichten. 6 = Arlbergsschichten. 7 = Raibler Schichten. 8 = Hauptdolomit. 9 = Moränenwälle. 10 = Rutschungen.

hervorging, schon längst vorher vollzogen worden. Wir haben es also mit einem relativ sehr jungen tektonischen Vorgange zu tun, welcher indessen auch im Großgefüge der Alpen noch beachtenswerte Dimensionen erreichte.

Durch diese Verschiebung im Streichen wurden entlang der Grenzzone zwischen Kalkalpen und Kristallin eine Reihe von ganz charakteristischen Störungsformen geschaffen. Es sind dies zunächst einerseits Abschleifungen von Schichtgruppen, anderseits dazugehörige Anschoppungen.

Weiter treten Querfaltungen und Querschiebungen auf, welche streng auf die Grenzzone beschränkt erscheinen.

Ich beginne mit meinen Beschreibungen und Abbildungen im Arlberggebiet und schreite von dort gegen W vor.

Nördlich von St. Anton am Arlberg erhebt sich der den Schiffahrern wohlbekannte S. C. A.-Kopf. Wenn man diesen Vorberg des Hauptkammes an seiner Westseite begeht, so erhält man das in diesem Jahrbuch 1930, Seite 413, abgebildete Profil.

Untersucht man aber die Ostabstürze desselben Berges, so steht man wesentlich geänderten Verhältnissen gegenüber, welche hier als Fig. 1 zur Darstellung kommen.

Die flache Lagerung der Westseite ist in eine steile Faltung übergegangen. Die Achse dieser Faltung steht nahezu senkrecht.

Dabei hat diese Faltung weder einen größeren Umfang, noch läßt sie sich weiter verfolgen. Interessant ist jedoch, daß das Auftreten dieser Querverfaltung an der Südseite des Hauptkammes mit einer Querstörung an seiner Nordseite zusammenfällt.

Wenn wir vom Almejurjoch am Weg zur Stuttgarter Hütte gegen W vorschreiten, so finden wir eine plötzliche Störung im Ausstrich des steilgestellten Hauptdolomits sowie der diesem angelagerten nächstjüngeren Schichten. Die Querverschiebung läßt sich hier nach der Karte ziemlich genau bestimmen und beträgt zirka 650 m.

Innerhalb des Dolomits des Hauptkammes verliert die Verschiebung aber rasch an Deutlichkeit. Die Richtung der Verschiebung ergibt sich als SSW—NNO. Es ist aber zu bemerken, daß die Querfalte an der Südseite und diese Querverschiebung nicht unmittelbar zusammentreffen, sondern nur sehr henachbart sind.

In der Gegend von St. Anton finden wir aber nicht nur am Südrande der Lechtaler Alpen solche immerhin auffällige Querstrukturen. Sie greifen vielmehr auch auf das benachbarte Kristallin über. Als ein Beispiel dafür ist in Fig. 2 eine schöne Querfaltung im Feldspatknottengneis abgezeichnet. Dieselbe befindet sich nördlich oberhalb von St. Anton an dem sogenannten „Arlenweg“, ganz nahe der Grenze gegen die Kalkalpen. Ähnliche Querfaltungen sind übrigens in den Gneisen des Arlbergs sehr häufig zu treffen, was ich auch schon in der Arbeit über den Südrand der Lechtaler Alpen, Jahrbuch 1930, ausdrücklich erwähnt und abgebildet habe.

Bei dieser Gelegenheit möchte ich auch einen Irrtum dieser Arbeit richtigstellen.

Es soll bei der Erklärung von Fig. 1 (Profil Arlbergsattel—Ulmer Hütte) nicht Muskowitgranitgneis mit Staurolith, sondern mit Turmalinnadeln heißen.

Das Gestein ist hier an der Arlbergstraße in einem Steinbruche frisch aufgeschlossen worden.

Die Gegend der Ulmer Hütte ist durch das Auftreten der Querkuppel von Verrucano ausgezeichnet.

Dieser Verrucano ist sehr stark ausgewalzt, ganz im Gegenteil zu der riesigen Anschoppung desselben Gesteins weiter östlich zwischen St. Jakob und Pettneu.

In Verbindung mit dem Verrucano-Gewölbe der Ulmer Hütte zeigen auch die darüber folgenden Schichten der unteren Trias im Gehiet der Pfannenköpfe ausgesprochene Querfaltung. Fig. 3 gibt eine Ansicht der Pfannenköpfe von S her wieder.

Man erkennt deutlich eine kräftige Auffaltung, welche sich westwärts an den Verrucanokern der Ulmer Hütte anschließt.

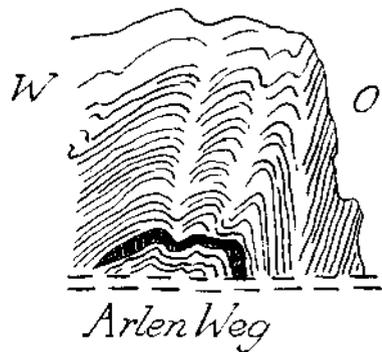


Fig. 2. Faltung im Feldspatknottengneis. Schwarze Lage = Quarz.

Der Verrucanokern, welcher bei der Ulmer Hütte eine Höhe von 2300 m erreicht, sinkt westwärts rasch in die Tiefe.

Wir begegnen westwärts erst im Bereiche des Spreubach-Schuttkegels wieder Vorkommen von Verrucanogesteinen.

Es handelt sich um zwei vom Eise abgeschliffene niedrige Felsbuckel, welche aus saiger gestelltem Verrucano bestehen und ganz in der Taltiefe neben der Straße liegen.

Wir befinden uns hier in einer Höhenlage von 1000 bis 1040 m, also sehr tief unter dem Verrucanokern der Ulmer Hütte.

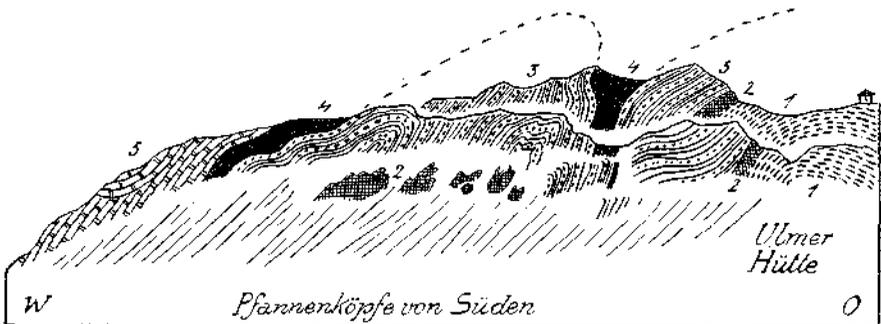


Fig. 3. 1 = geschieferter Verrucano. 2 = Raubwacke. 3 = Muschelkalk. 4 = Partnachschichten. 5 = Arlbergsschichten.

Die Beziehung dieser Verrucanoschollen zu ihrer Umgebung ist durch Schuttbedeckung verschlossen. Immerhin kann dieselbe nicht in einem regelrechten Verbands weder zu den Kalkalpen, noch zum Kristallin bestehen.

Wir finden im Gegenteil östlich von der oberen Verrucanoscholle, die streng ostwestlich streicht und senkrechte Schichtenstellung zeigt, drei kleine Schollen von Amphibolit und Feldspatknottengneis, von denen die größte östlichste Scholle ein Querstreichen von NW gegen SO zeigt.

Diese Gneisschollen schneiden also das Streichen des Verrucano ab und sind offenbar dazu kräftig verschoben.

Einen sehr klaren Einblick in die Mechanik solcher Verschiebung bot die Abdeckung der Südschwelle des Spullerseees vor der Errichtung der großen Staumauer.

Wir befinden uns hier $2\frac{1}{2}$ km nördlich von den eben beschriebenen Querschollen des Klostertales zwischen Klösterle—Danöfen, aber um zirka 800 m höher.

Fig. 4 bringt eine schematische Skizze dieser heute tief vermanerten Fundamentstelle der Spullersee-Südsperr.

Wir sehen ein doppeltes Knie, das von den steilstehenden Fleckenmergeln gebildet wird. Dieses Knie wurde durch einen großen, freigelegten Gletscherschliff enthüllt.

Ungefähr parallel mit den Schichtenfugen der Fleckenmergel verlaufen Klüfte, welche mit weißem Kalzit ausgeheilt sind.

Diese Klüfte sind nun gleichlaufend mit den Schichtenfugen verbogen.

Sie zeigen dabei aber eine ganz merkwürdige Anordnung, die mit der Vorzeichnung des Doppelknies nicht ganz übereinstimmt.

Während bei einer regelmäßigen Verbiegung an der Außenseite des Knies Dehnung, an der Innenseite desselben aber Anschoppung auftritt, finden wir hier an der Außenseite umgekehrt Anschoppung, an der Innenseite aber Zerreißung.

Die Erklärung für dieses Verhalten gibt folgende Überlegung.

Die Kalzitklüfte wurden schon vor der Kniebiegung durch Verschiebungen im Streichen bald abgeschert, bald angeschopft. Später wurden sie dann in bereits deformiertem Zustande in die Kniefaltung einbezogen.

Daher stimmt ihre Detailstruktur mit dieser Kniefaltung nicht überein.

Solche Anzeichen von Verschiebungen in der O-W-Richtung treten an den beiden Schwellen des Spullersees sowie auch in dem Stollen vom See zum Wasserschloß vielfach dem Beschauer entgegen.

Einige dieser Störungsbilder wurden von mir und Baurat Ascher in der Arbeit über den Bau des Spullerseewerks in diesem Jahrbuch 1925 bereits veröffentlicht.

Ein ausgezeichnetes Bild einer lebhaften Querstörung hat der tiefe und seltsam wilde Radonabobel aufgeschlossen.

Wie Fig. 5 und 6 zeigen, liegt hier im vorderen Teil des Radonabobels ein prachtvolles Gewölbe vor, das zur Hauptsache aus den Arlbergkalken gebildet wird.

Im Kern desselben treten unter den Arlbergkalken noch Partnachschichten und über denselben noch Raibler Schichten auf.

Das merkwürdige an diesem schönen Bauwerk ist jedoch das steile Einfallen der Faltungsachse von W gegen O.

Das Untertauchen unseres Gewölbes an der Ostseite des Radonabobels ist aber nur von kurzer Erstreckung.

Wenig weiter östlich haben wir schon wieder eine neue hohe Aufwölbung der Arlbergkalke vor uns.

Es erweckt den Eindruck, daß hier die Fortsetzung des Radonagewölbes stark gehoben und zugleich gegen W vorgeschoben wurde. Auch die westliche Fortsetzung unseres Radonagewölbes hat ihre tektonische Eigenheit.

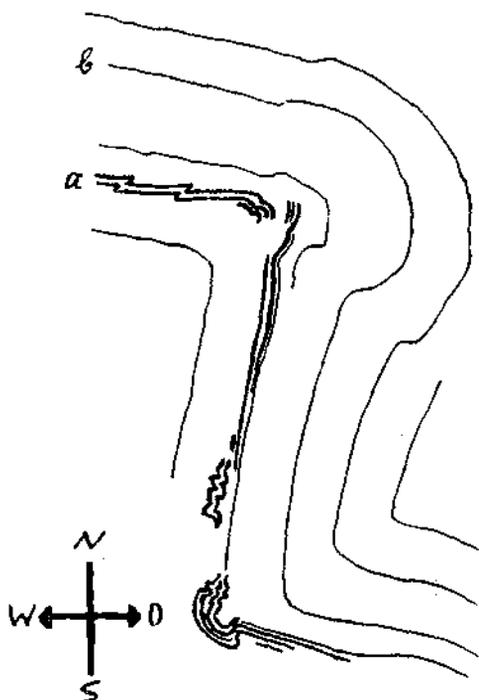


Fig. 3. Gelenk in den Fleckenmergeln der Südsperrre des Spullersees. a = weite Kalzitklüfte. b = Schichtfugen der Liasfleckenmergel.

Nördlich von der Eisenbahnstation Dalaas bietet hier der Höllentobel Aufschlüsse von großartigen Dimensionen. Fig. 7 führt eine Ansicht der Ostseite dieses Tobels dem Leser vor.

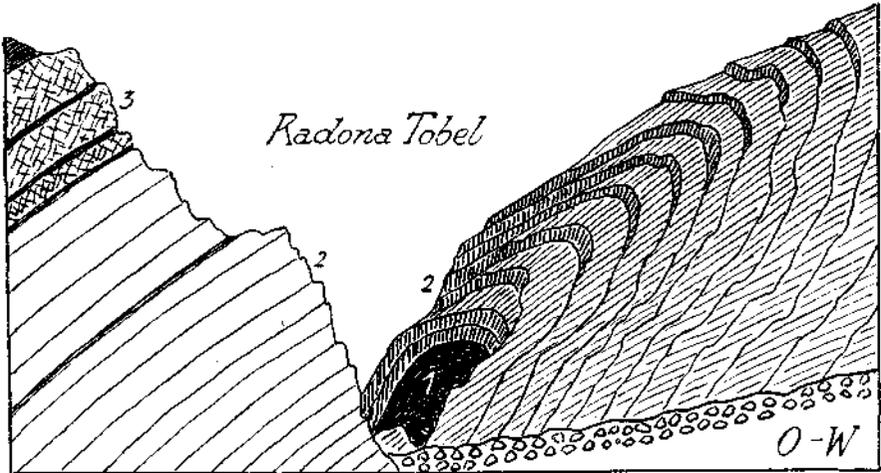


Fig. 5. Ansicht des Radonagewölbes von N. 1 = Partnachsichten. 2 = Arlbergkalke. 3 = Raibler Schichten.

Wir haben wieder das Radonagewölbe vor uns, diesmal mit einem seltsam gestalteten Kern von Buntsandstein.

Dieser Kern von Buntsandstein fällt durch seine tiefrote, streifige, milde Färbung und seine fein bändrige, oft spitzwinklige Schichtung auf.

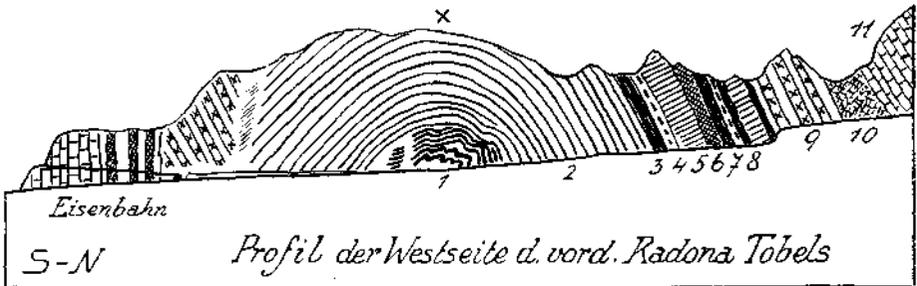


Fig. 6. 1 = Partnachsichten. 2 = Arlbergschichten. — Raibler Schichten: 3 = Sandsteine und schwarze Schiefer. 4 = grüne Sandsteine. 5 = grauer Dolomit-Mylonit-Mehlstein. 6 = gelbe rostige Kalkrauhwacke. 7 = grüne Sandsteine. 8 = schwarze Mergel und Dolomillagen. 9 = dunkle, dickbankige Kalke. 10 = Dolomitrauhwacke-Gips. — 11 = Hauptdolomit. X = Stelle von Fig. 5.

Wie die Zeichnung Fig. 7 ganz deutlich zu erkennen gibt, ist dieser Gewölbekern gegenüber von seinem Nordschenkel viel zu hoch emporgestoßen.

Er dringt, fast wie ein Eruptivgestein, schroff abschneidend in die jüngeren Schichten empor.

Es handelt sich auch hier wieder deutlich um die Umformung einer älteren, ziemlich regelmäßigen O-W streichenden Falte in eine jüngere Querform.

Bei dieser Querformung ist keine gute Anpassung zwischen Kern und Hülle mehr erzielt worden.

Gegenüber von der Mündung des Höllentobels in die Alfenz überschreiten die Kalkalpen das Klostertal und bilden nun zwischen diesem Tal und dem vorderen Montafon die Davennagruppe.

Die Davennagruppe hängt durch den niedrigen Sattel des Kristbergs (1486 m) mit dem Kristallin der Ferwallgruppe zusammen.

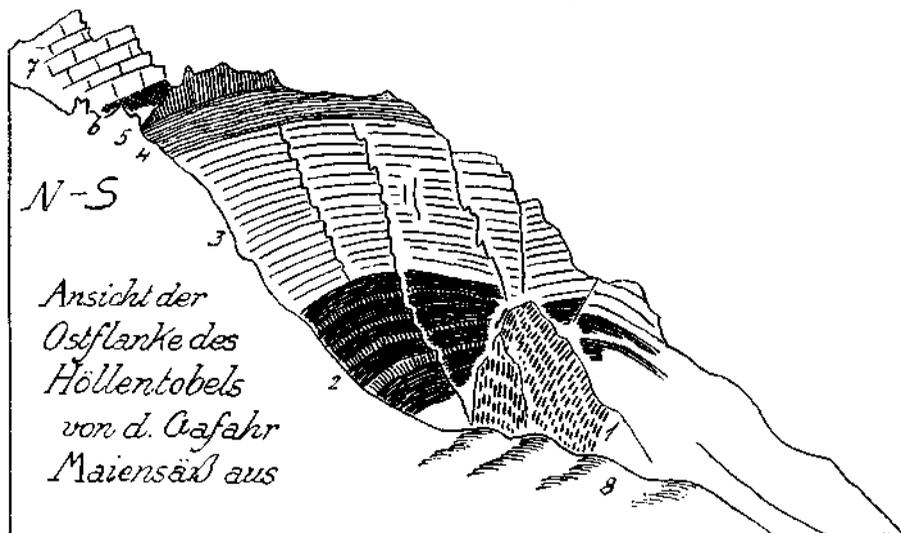


Fig. 7. 1 = Buntsandstein, gut erhalten. 2 = Partnachschieben. 3 = Arlbergsschieben. — Raibler Schichten: 4 = Lunzer Sandsteine. 5 = Kalk, Dolomit. 6 = Gipsrauhwacken. — 7 = Hauptdolomit. 8 = Moränenwälle.

Von Dalaas weg ist nun die Grenze zwischen Kalkalpen und Kristallin nicht mehr unter dem Talschutt begraben. Trotzdem ist auch hier die Wald- und Schuttbedeckung für die Verfolgung des Kontaktes hinderlich genug.

Immerhin lassen sich manche Einsichten in die Verhältnisse der Grenzzone gewinnen.

Da ist zunächst der Fund einer fortlaufenden Zone von Grauwacken zwischen Verrucano und Kristallin zu erwähnen.

Diese Grauwackenzone beginnt bei Dalaas und zieht wahrscheinlich zusammenhängend über den Kristbergsattel — Inner-Bartholomäberg — Fritzentobel — Lutt bis Außerböden im Montafon.

Ihre Mächtigkeit schwankt von wenigen Metern bis über 200 m.

Es treten in dieser Zone schwarze, feinglimmrige, ziemlich weiche Schiefer auf. Sie haben glänzende Schichtflächen und matten, tief-schwarzen Querbruch.

Mit ihnen sind weißglimmrige Sandsteine verbunden mit schwarzen Schichtflächen, grauem Querbruch und breiten, weißen Kalzitklüften.

Weiter erscheinen in diesem Schichtverbande graue, dünnblättrige Tonschiefer, schmale Lagen von schwarzweißlichen Arkosen, Lagen von blauschwarzem Kalk, von flaschrigen Kalken und Mergeln, von feinsandigen, rötlichen Schiefen.

Die ganze Gesteinsgesellschaft erinnert sofort an Karbonablagerungen. Sie ist auch in ihrer Fortsetzung jenseits des breiten Montafontales im

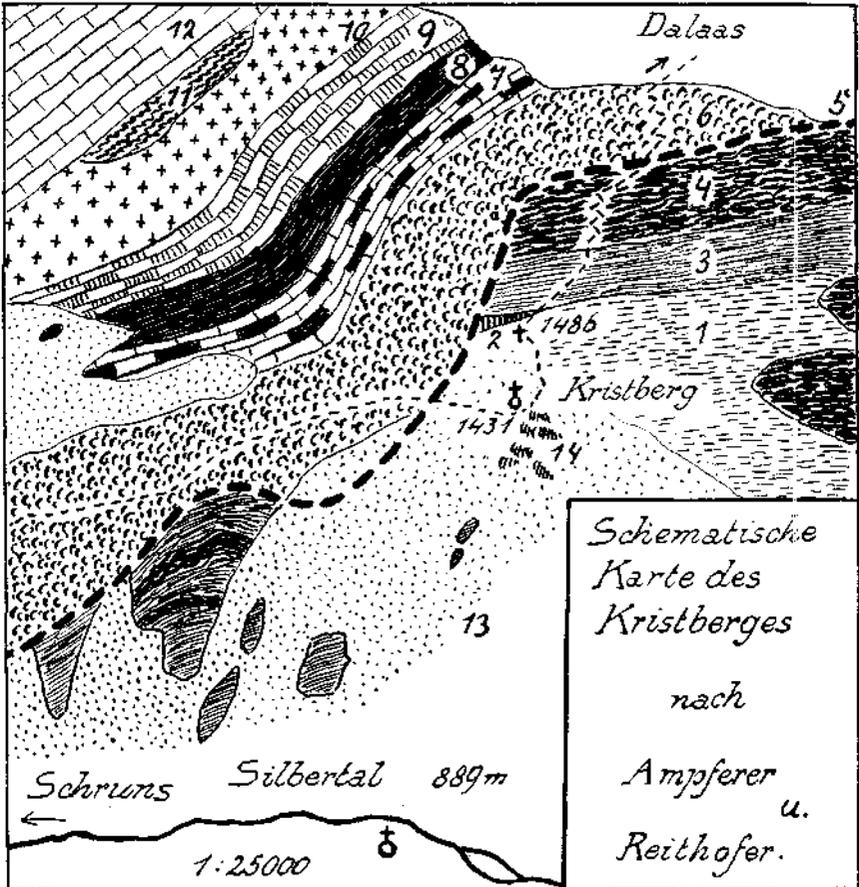


Fig. 8. 1 = Schiefergneis. 2 = Quarzit. 3 = Phyllitgneis und Glimmerschiefer. 4 = Muskovitgrauitgneis. 5 = Grenze des Kristallins mit Karbonresten. 6 = Buntsandstein und Verrucano. 7 = Muschelkalk. 8 = Partnachschichten. 9 = Arlbergsschichten. 10 = Raibler Schichten. 11 = Gipslager. 12 = Hauptdolomit. 13 = Moränen. 14 = Alte Bergwerkshalden.

Reilstal von den Schweizer Geologen schon seit einigen Jahren als Karbon bezeichnet worden. Fossilspuren sind indessen bisher noch nicht gefunden worden. Es ist nun zu bemerken, daß sich diese Karbonablagerungen, welche nach oben hin durch Wechsellagerungen mit Verrucano verbunden zu sein scheinen, vom Ostende des Silvretta-kristallins im oberen Reilstale bis in die Gegend von Dalaas im Kloster-tal in gleichbleibender und charakteristischer Fazies verfolgen lassen.

Wie ich schon seit einigen Jahren hervorgehoben habe, stellen sich aber am ganzen Südrande der Lechtaler Alpen in der Grenzzone zwischen Kalkalpen und Kristallin bunte phyllitische Gesteine ein, welche nicht zum Bestand des angrenzenden Altkristallins gehören.

Sie bilden unbedingt die östliche Fortsetzung der Karbon-Grauwacken des Rätikons und der Davenna, wenn auch in wesentlich anderer Schichtausbildung.

Über ihr Alter lassen sich keine genaueren Aussagen machen.

Der Verlauf unserer Grenzzone zeigt nun zwischen Kloster- und Montafontal wieder die charakteristischen jungen Verknüpfungen eines alten O-W-Verlaufes.

Ich füge hier als Fig. 8 eine schematische Karte des Kristberg-Gebietes ein, welche nach den Aufnahmen von O. Reitbofer und mir gezeichnet ist.

Das Gebiet der Davennagruppe ist in den letzten Jahren mehrfach Gegenstand von geologischen Aufnahmen gewesen.

Ich sehe dabei von den nie veröffentlichten Aufnahmen von M. Vacek ab.

Im Jahre 1913 hat H. Mylius in seinem Buche „Geologische Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen“, II. Teil, S. 103, eine Karte dieser Berggruppe mitgeteilt, die sich bei der Neuaufnahme als gründlich verfehlt herausstellte.

Auch die Karte von J. Gubler in seinem Buche „Études Géologiques dans le Vorarlberg Central — Vincennes 1927“ enthält schwere Fehler.

Ich gehe hier nicht auf die Einzelheiten dieser Irrtümer ein, sondern lege gleich einen Quer-

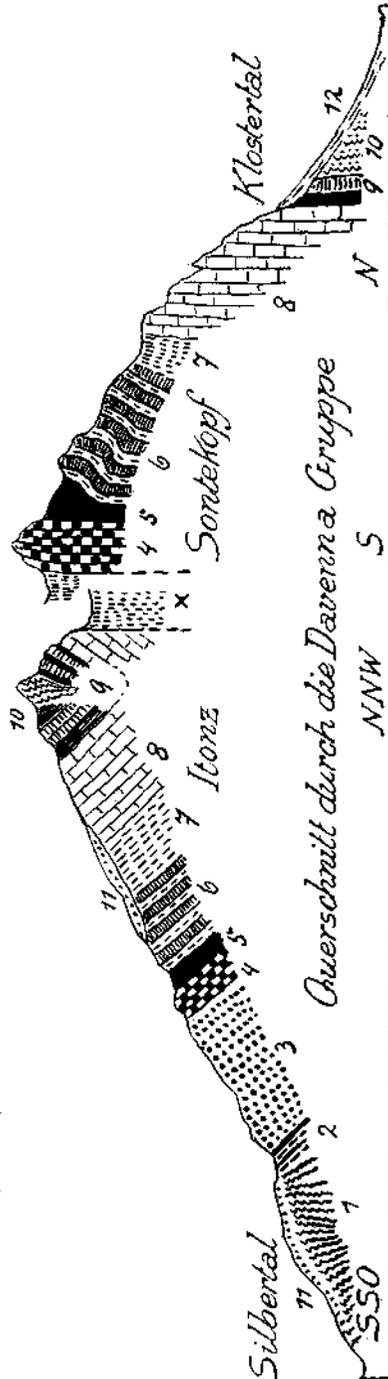


Fig. 9. 1 = Phyllitische und Glimmerschiefer, 2 = Karbonzone, 3 = Verrucano und Imisandstein, 4 = Muschelkalk, 5 = Parlanaschichten, 6 = Aribergschichten, 7 = Raibler Schichten, 8 = Hauptdolomit, 9 = Kössener Schichten mit Oberrätikalk, 10 = Liasornsteinkalke am Itonz, 11 = Liasstockmergel im Klostertal, 12 = Moränen, 13 = Schattbalden, X = große Masse von stark ausgewalztem Gips der Raibler Schichten.

schnitt — Fig. 9 — nach meinen Aufnahmen vor. Aus diesem Querschnitt erkennen wir sogleich, daß die Davennagruppe tektonisch aus zwei tiefgetrennten Teilen besteht.

Die Trennung wird durch eine steil N fallende Schubfläche vollzogen, die ostwestliches Streichen einhält. Diese Schubfläche, welche die Davennagruppe fast in der Mitte entzweischneidet, hat einen sehr merkwürdigen Verlauf. Sie beginnt im O bei Dalaas vor der Mündung des Rotrüfi Tobels und endet bei St. Anton am Ausgange des Grafeser Tobels.

Möglicherweise hat die Schubfläche noch jenseits von Dalaas am Südabfall der Kalkalpen, in jener steilen Störung am Ausgange des Radonabetobels, eine Fortsetzung. Diese Störung schneidet das Radonagewölbe an seiner Südseite ab und ist auf dem Profil Fig. 6 gut zu sehen.

Der Zusammenhang der Längsstörung der Davennagruppe mit dieser Störung am Eingange des Radonabetobels ist aber weder unmittelbar zu beweisen, noch auch sehr wahrscheinlich.

Das Westende der Davenna-Schubfläche ist ebenfalls recht eigenartig.

Die Schubfläche ist am Ausgange des Grafeser Tobels noch ungemein deutlich. Untersucht man die gegenüberliegenden Abhänge der Vandanser Steinwand, so trifft man noch eine kleine Knickung am Ausgange des Valkastils, weiterhin gegen W aber nur mehr eine einfache Schichtfolge vom Kristallin bis zur Höhe der Zimba. Es ist also jenseits des Montafontales die ganze Verdoppelung des Gebirgsbaues der Davenna verlorengegangen.

Wenn man bedenkt, daß sowohl der nördliche Teil der Davennagruppe — Hauptdolomit samt jüngeren Schichten bis zur Lechtaler Kreide — als auch der kristalline Sockel vom Bartholomäberg ziemlich ungestört die Kerbe des Montafontales überschreiten und in den Rätikon weiterziehen, so erscheint der Wegfall der ganzen Verdoppelung der Schichtfolge um so merkwürdiger. Da diese interessanten Bauverhältnisse noch weiterer Aufklärung im Felde bedürfen, will ich mich hier vorläufig nicht weiter damit beschäftigen.

Die Nordseite der Davennagruppe wird gegen das Klostertal zu im östlichen Teile durch schroffe Steilwände, im westlichen durch steile, bewaldete Gehänge gebildet. Die Milderung des Steilabfalles ist hier durch die Vorlagerung von jüngeren Schichten, vor allem von Fleckenmergeln und Kreideschiefern bedingt.

An dem schroffen Steilabfall der Davennagruppe im Bereiche von Brazer- und Montafoner Stein kann man bei geeigneter Beleuchtung eine auffallende tektonische Schuppenpanzerung beobachten. Fig. 10 legt eine schematische Skizze dieser Felswand vor, zu der Fig. 11 eine tektonische Deutung beistellt.

Es handelt sich um eine Anzahl von großen, untereinander annähernd parallelen Schubflächen, welche den Hauptdolomit in schmale, vertikalgestellte Platten zerlegen.

Wahrscheinlich haben wir ein Geflecht von Schubbahnen vor uns, die bei der O-W-Verschiebung der Davennagruppe entstanden sind.

Wir verlassen nun die Davennagruppe und verfolgen unsere Grenzzone weiter ins Gebiet des Rätikons hinein.

Die Grenzzone Kalkalpen-Kristallin verläuft jenseits des Montafons zunächst noch in ungefähr ostwestlicher Richtung durch das untere Rellstal bis in die Gegend des Rellskirchle, 1473 m.

Wir befinden uns hier in dem von W. O. Leutenegger 1926/27 recht genau kartierten Gebiete und können uns dabei der Führung durch seine Karte anvertrauen.

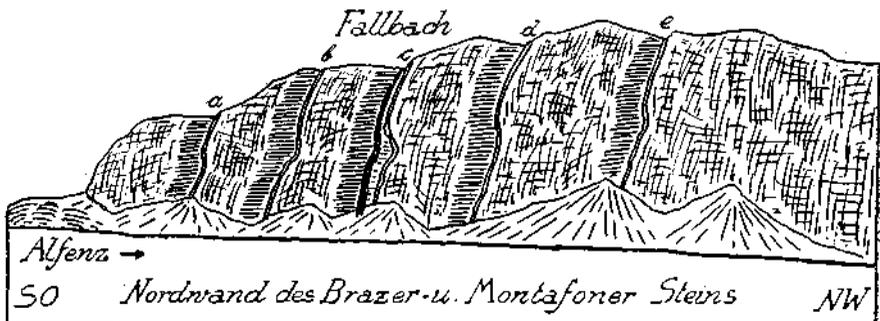


Fig. 10. Wand aus Hauptdolomit mit den Schubflächen a, b, c, d, e.

Ich habe in dem von mir begangenen Teile seiner Aufnahmen bisher keine nennenswerte Abweichung von den Naturverhältnissen gefunden. Die Grenze zwischen dem Kristallin und den Kalkalpen ist auch hier durch geringfügige Reste der Grauwackenzone (Karbon?) ausgezeichnet. Es fällt aber gleich auf, daß hier im Rellstal die Karbonzone ungleich mehr zerrissen und verschoben ist, als im ganzen Bereiche der Davenna-gruppe.



Fig. 11. Schematischer Querschnitt durch die Schubflächen von Fig. 10.

Auch ist ihre Mächtigkeit sehr viel geringer. Noch ein Zeichen spricht für die hier wesentlich stärkere tektonische Beanspruchung aller Gesteine der Grenzzone.

Wir finden nämlich an der Südseite des vorderen Rellstales in den Gneisen mehrere kleine Versuchsbaue auf Kupfer- und Eisenerze, die aber wegen der starken Störung der Gänge aufgegeben wurden.

In derselben Lage befanden sich bei Kristberg und oberhalb von Bartholomäberg große Bergbaue, die durch lange Zeit betrieben wurden. Heute können wir die Größe dieser Bergbaue noch an ihren gewaltigen, längst verwachsenen Halden ermessen.

Die Karbonablagerungen des vorderen Rellstales sind mehrfach mit Verrucano-Buntsandstein verschuppt und auch quer zum O-W-Streichen aufgestellt.

Den großartigsten Ausdruck finden jedoch die hier vollzogenen Verschiebungen am Südfuße des prachtvollen Horns der Zimbaspitze.

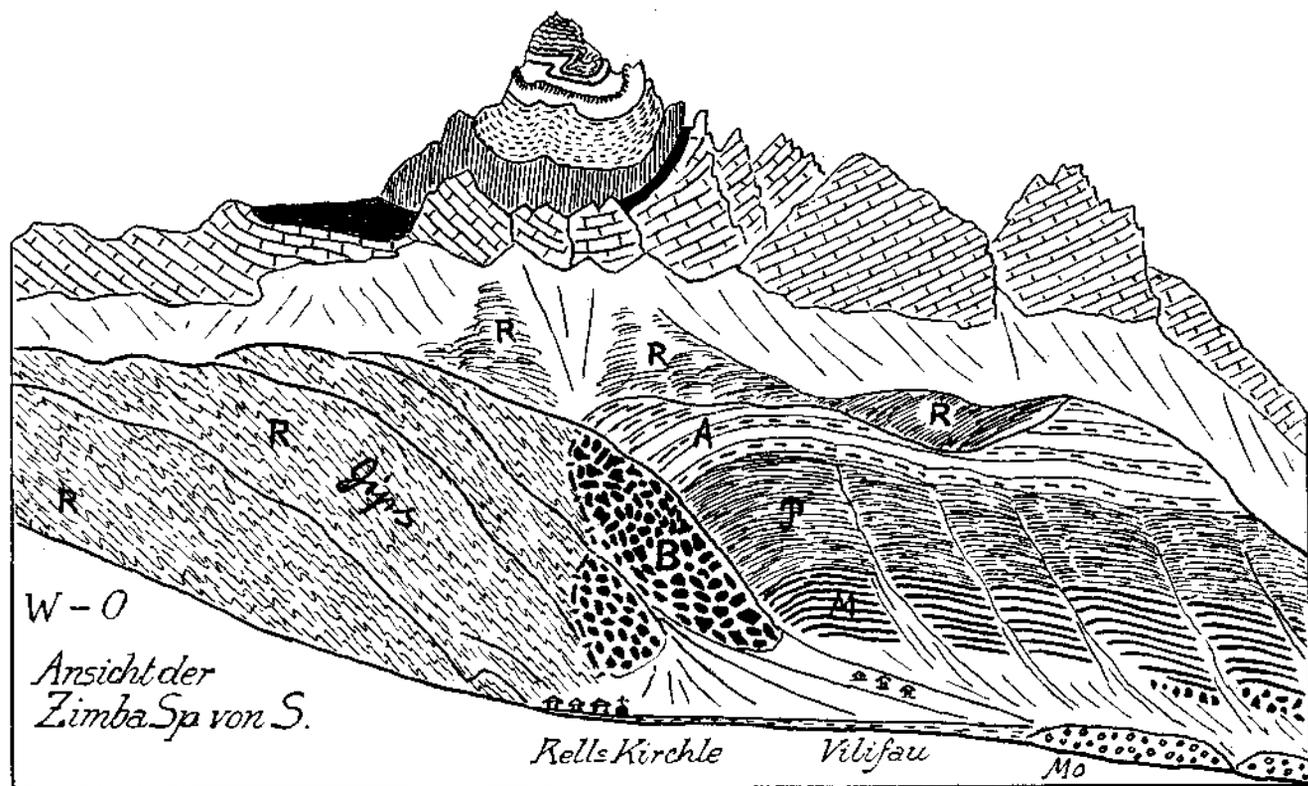


Fig. 12. *B* = Verrucano und Buntsandstein. *M* = Muschelkalk. *P* = Partnachschichten. *A* = Arlbergsschichten. *R* = Raibler Schichten. Über den Schutthalden besteht der Gipfelkörper der Zimba aus: Hauptdolomit-Plattenkalk, Kössener Schichten, Oberrätalkalk, Adnetherkalk, Fleckenmergel, oberer roter Liasalkalk, Radiolarit, Aptychenkalk. *Mo* = Moränen. Die Mulde der Zimba zeigt genau denselben Schichtinhalt und Bau wie die Mulde der Roten Wand am Ursprung des Lechs.

Fig. 12 entwirft ein schematisches Bild dieser selten schönen tektonischen Werkstätte.

Die Zimba selbst wiederholt nicht nur in den Gesteinen, sondern auch in ihrer Form eine jener Hochmulden, die für die Lechtaler Alpen so charakteristisch sind.

Die Schichtfolge reicht dabei von den Kreideschiefern bis zu den Raibler Schichten herab.

Die Raibler Schichten sind dabei in ihrem Sockel durch eine riesige Anstauung von Gips ausgezeichnet.

Wir werden uns noch genauer mit dieser Gipsstauung zu beschäftigen haben.

Was nun aber die einzigartige tektonische Bedeutung des Zimba-profiles ausmacht, ist die Aufschiebung von Buntsandstein und Verrucano unmittelbar auf die eben beschriebene Gipsstauung.

Diese Aufschiebung von Verrucano und Buntsandstein auf die Gipsstauung ist jedoch nicht allein auf den Südsockel der Zimba beschränkt, sondern sie gewinnt noch wesentlich größere Dimensionen in der Umgebung der Lüner Alpe.

Hier lagert eine Masse von Buntsandstein und Verrucano, die auf der Karte mehr als $1\frac{1}{2} \text{ km}^2$ bedeckt, auf den Gipsen der Raibler Schichten. Sie füllt den weiten Talraum zwischen dem Hauptdolomitgehänge des Schafgafall im NW und dem Muschelkalkkamm von Salonienkopf-Freskalot im S nahezu völlig aus.

Der Eindruck dieser mächtigen Schubmasse von alten bunten Sandsteinen würde noch viel stärker wirken, wenn nicht ausgedehnte Moränen der Schlußvereisung darauf lagerten.

Es bedarf wohl keiner weiteren Erörterungen, daß wir hier am Süd- fuße der Zimba und bei der Lüner Alpe eine großartige Reliefüberschiebung vor uns liegen haben.

Die schematische Karte, Fig. 13, führt dem Leser die Lage und Ausdehnung dieser höchst eigenartigen Reliefüberschiebung vor, mit der wir uns noch weiter beschäftigen müssen.

Die Reliefüberschiebung des Rellstales bildet zugleich die Spitze des Silvrettakristallins. Sie stellt eine von O gegen W gerichtete Überschiebung vor, die bis auf die hier angestauten Massen des Raibler Gipses vorgedrungen ist.

Das ist nur möglich, wenn bereits vorher die vorliegenden Kalkalpen bis auf den Sockel der Raibler Schichten hinab durch die Erosion aufgeschnitten waren. Das liefert vor allem für die zeitliche Beurteilung des Silvrettavorstoßes eine ungemein wichtige Handhabe.

Die Einschubung des Buntsandsteines auf die Raibler Gipse kann also gar nicht alt sein, weil die Kerbe der Kalkalpen, in welche der Einschub erfolgte, jedenfalls erst aus geologisch junger Zeit stammt.

Wenn wir die Karte — Fig. 13 — näher betrachten, so fällt uns auf, daß der Einschub des Buntsandsteines gerade in eine deutliche Knickstelle des Kalkalpenrandes erfolgt ist. Diese Knickstelle hat folgende Gestaltung: Der Rand des steilgestellten Hauptdolomits verläuft vom Montafontal über Vandanser Steinwand—Zimba bis zur Mittagsspitze in der Richtung von NO gegen SW.

An der Mittagsspitze schwenkt der Hauptdolomitrand fast rechtwinklig gegen S zu um. Er hält diese Richtung bis zum Schafgafall ein. Hier biegt derselbe Rand dann wieder scharf in die Richtung gegen SW zu ab.

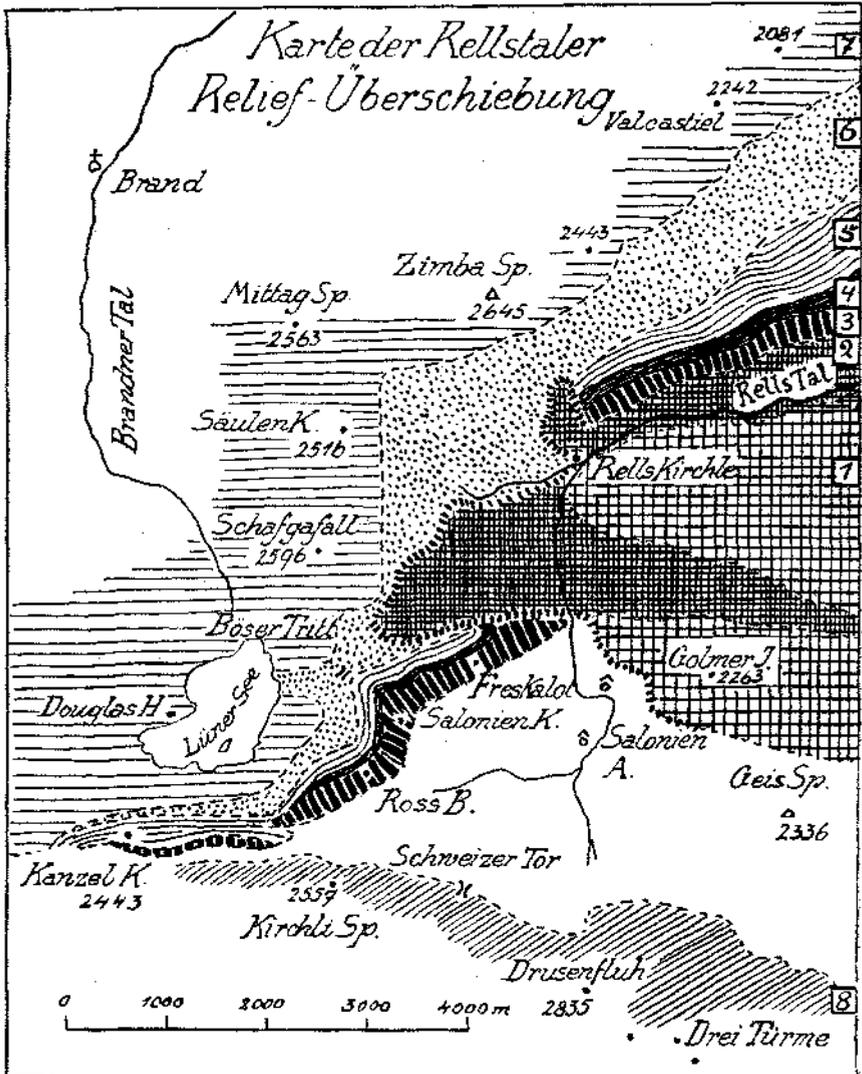


Fig. 13. 1 = Silvrettlakristallin. 2 = Verrucano und Buntsandstein. 3 = Muschelkalk. 4 = Partnachschiebungen. 5 = Arlbergsschichten. 6 = Raibler Schichten mit Gipsanhäufungen. 7 = Hauptdolomit. 8 = Zone der Sulzfuhkalke.

Die Raibler Schichten und alle Glieder der tieferen Trias folgen der Vorzeichnung derselben großen zweimaligen Knickung.

Während aber Arlbergkalke-Partnachschiebungen-Muschelkalk bei der Biegung ihre Mächtigkeiten nur unwesentlich ändern, schwellen die

Raibler Schichten in der Gelenkstelle außerordentlich an. Diese Anschwellung geht hier ganz auf Kosten der Gipslagen vor sich, welche im oberen Teil der Raibler Schichten eingeschaltet liegen.

Die Raibler Schichten halten in Voralberg eine leicht erkennbare Dreiteilung ein.

Im unteren Teil überwiegen die Sandsteine der Lunzer Schichten, darüber folgt eine bunte Serie von Tonschiefern, Kalken, Mergeln, Dolomit. Oben liegen endlich Gipse und Rauhwacken.

Die Gipsmassen, welche in dem Kniegelenk des Hauptdolomits im Rellstal auftreten, geben sich bei näherer Betrachtung als dünnausgewalzte, feingestriemte Gipsmergel zu erkennen.

Eine Anhäufung von derart stark gestreckten, dünnausgezogenen Gipsmergeln ist nicht durch den Vorgang der Großverbiegung allein erklärbar.

Die Zusammenstauung der Gipsschichten in der Kniekehle des Hauptdolomits ist kein mechanischer Anlaß zu einer Dünnstreckung der Gipslagen.

Es wäre im Gegenteil eine Schoppung, Verdickung und Verknotung der Gipslagen dabei zu erwarten. Die Streckung der Gipslagen und ihre Anhäufung sind offenbar zwei voneinander getrennte und auch voneinander unabhängige Vorgänge. Die Streckung der Gipslagen muß dabei der ältere Vorgang sein.

Es ist möglich, daß die Streckung der Gipslagen sogar noch auf die alten, von S gegen N gerichteten Schubbewegungen zurückzuführen ist.

Jedenfalls wurden die schon ausgedünnten Gipslagen dann durch den Schub von O gegen W in die bei der Abknickung des Hauptdolomits entstehenden Hohlkehlen hineingeschleppt und hineingepreßt.

Dieser Zusammenhang zwischen den Hohlkehlen der Abknickung und den Gipsanhäufungen ist im Rellstal ungemein deutlich ausgesprochen. Zwischen der Einschuppung der Gipsmassen und dem Vorstoß des Buntsandsteins muß dann eine erhebliche Zeit der Erosion eingeschaltet gewesen sein.

Erst nachdem die Erosion in den Südrand der Kalkalpen tiefe Furchen eingegraben hatte, konnte sich der vorgeschobene Buntsandstein unmittelbar auf die Raibler Gipsmassen legen.

Wir wollen uns nun die Schubmasse des Buntsandsteins noch genauer betrachten. Der Buntsandstein, welcher bei der Vilifau Alpe auf die Raibler Schichten des Sockels der Zimba aufgeschoben liegt, steht mit dem Buntsandsteinzug des unteren Rellstals in geschlossener Verbindung.

Der Buntsandstein, welcher die Schubmasse der Lüner Alpe zusammensetzt, gehört aber zu jenem Streifen von Buntsandstein, welcher an der Nordseite des Golmer Joches in die Silvrettaigneise eingefaltet erscheint.

Beide Buntsandsteinstreifen befinden sich im Hangenden der Silvrettaigneise und sind in die ost-westlich streichenden Wellentäler der alten Faltung eingefügt. Aus dieser Lagerung ergeben sich nun für die Jungmechanik der Silvrettamasse einige sehr wichtige Folgerungen.

Wir befinden uns hier am Westende der Silvrettamasse. Wie das Schema Fig. 14 lehrt, stellen sich gerade hier an diesem Westende eine Reihe von Einfaltungen von Verrucano-Buntsandstein und jüngeren Schichten ein.

Wir können nach der Aufnahme von W. O. Leutenegger zwei Schollen bei Ganau, einen längeren Streifen bei Lantschisol, den Zug des Kristakopfes, den langen Streifen nördlich vom Golmer Joch sowie den noch längeren Zug Mittagsspitze — Geisspitze unterscheiden.

Das Westende der Silvretta ist also reichlich mit schmalen, ost-westlich eingefügten Einfaltungen oder Einschuppungen ausgestattet.

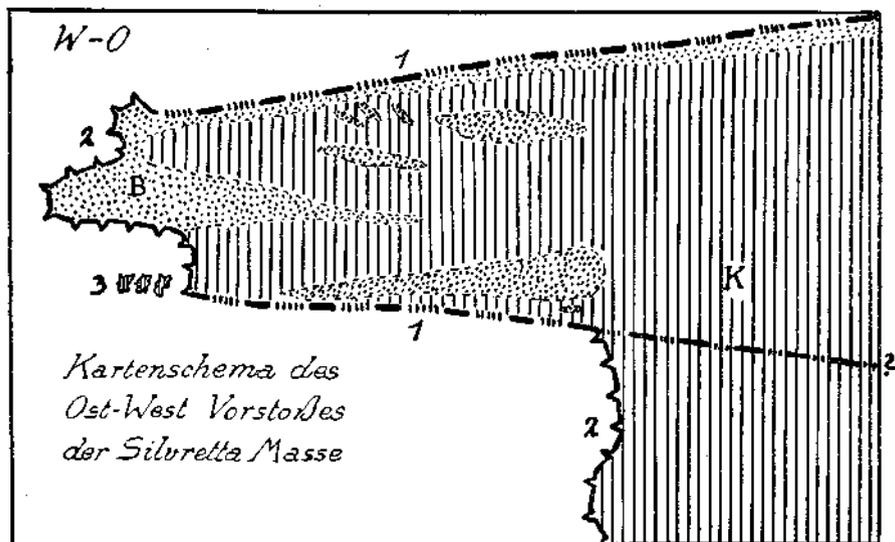


Fig. 14. 1 = steilstehende Verschiebungsbahn. 2 = flachliegende Schubfläche. 3 = Schubschollen. K = Silvrettakristallin. B = Auflagerungen von Verrucano-Buntsandstein und jüngeren Schichten. Zu Fig. 14 stellt Fig. 15 einen schematischen Längsschnitt dar.

Die Erklärung für diese reiche Ausstattung mit Einfaltungen jüngerer Schichten liegt in einer starken Senkung der Oberfläche der Silvrettamasse gegen ihr Westende zu.

Durch diese Senkung der Oberfläche der Silvrettamasse wurden ihre zahlreichen Einfaltungen eben der Abtragung entzogen.

In den östlicheren Teilen der Silvrettamasse ist eben dieses hangende Niveau mit den eingefalteten jüngeren Schichten schon längst von der Erosion zerstört worden.

Es senkt also mit anderen Worten die Silvrettamasse ihre Stirne gegen ihr Westende zu.

An dem Buntsandsteinstreifen auf der Nordseite des Golmer Joches ist diese Senkung prächtig zu erkennen. Derselbe beginnt als ganz schmaler Zug bei der Golm-Alpe in zirka 1700 m Höhe und erreicht bei der Lünser Alpe eine Breite von über 1200 m.

Diese Senkung der alten Oberfläche der Silvrettamasse gegen ihr Westende zu verbindet sich mit der Reliefüberschiebung an demselben Westende.

Wir stehen vor einem sehr bemerkenswerten tektonischen Ergebnis.

Einerseits senkt sich hier die alte Oberfläche der Silvrettamasse kräftig gegen W, andererseits aber steigt ihre basale Schubfläche ebenfalls gegen W an die Terrainoberfläche empor.

Es schneiden sich also im Bereich des oberen Rellstales die alte Landoberfläche und die basale Schubfläche.

Dadurch entsteht eine scharfe Zuspitzung des Westendes der Silvrettamasse etwa in dem Sinne, wie sie uns das Schema Fig. 15 vorführt.

Man erkennt deutlich, daß die Zuspitzung der Silvrettamasse vor allem durch eine mächtige Abschrägung von unten her bewirkt wurde.

Diese Abschrägung steht mit der Reliefüberschiebung im Rellstal in unmittelbarer Verbindung.

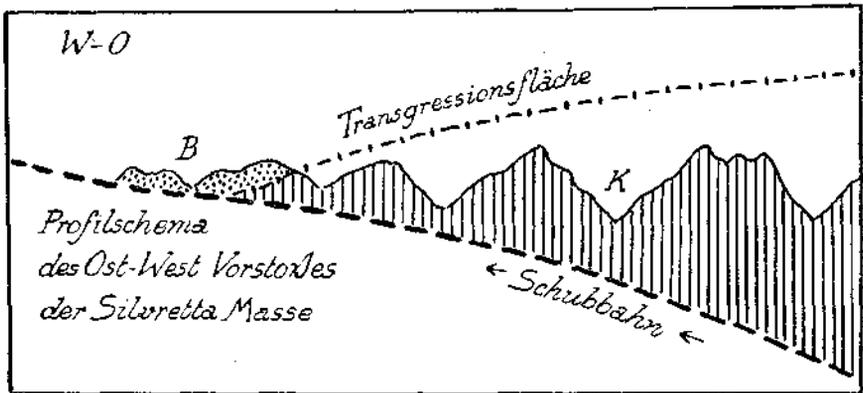


Fig. 15. Schematische Darstellung der Zuspitzung des Westendes der Silvrettamasse zwischen der Hangendtransgression und der Liegendschubfläche.

Sie muß also wenigstens in ihrer letzten Ausführung sehr jungen Alters sein.

Es ist nun von Interesse, die Einfügung dieser Reliefüberschiebung des Westrandes der Silvretta in größeren Zusammenhängen zu betrachten. Wir haben die Grenze Kalkalpen-Kristallin von O her bis in das Rellstal verfolgt. Diese Grenze zeigte dabei in ost-westlichem Verlaufe durchaus steiles Einfallen.

In dem Moment jedoch, wo die Grenze im Rellstal die O-W-Richtung verläßt und sich gegen S wendet, tritt auch schon die flache Überschiebung in Geltung.

Wir wandern im Rellstal aufwärts bis zu jener Stelle, wo der Silvrettarand wieder in die O-W-Richtung umkehrt. Sofort verschwindet auch wieder die flache Schubfläche und wir haben eine steile Grenzfläche vor uns.

Diese Grenzfläche können wir nun vom obersten Rellstal bis ins Gampadelztale in derselben Steilstellung verfolgen.

Hier wendet sie sich neuerdings gegen S um und wird wieder mit einem Schlag zur flachen Überschiebung.

Fig. 14 entwirft vordem Beschauer in groben Umrissen diesen Feldbefund.

Dieser Wechsel von ost-westlichen steilen Schubflächen mit nord-südlichen flachen Schubbahnen läßt nur zwei geometrische Auflösungen zu.

Entweder handelt es sich um eine starke Faltung der Schubmasse und der basalen Schubbahn oder es ist der schmale nördliche Teil der Silvrettamasse noch für sich um 9 bis 10 km weiter gegen W zu vorgestoßen worden.

Meiner Erfahrung steht die letztere Deutung näher.

Sie würde allerdings als notwendige Folge ein Weiterziehen der steilen Verschiebungsgrenze aus dem Gampadelztal ins vorderste Gargellentälchen und weiter ins Montafontal verlangen.

Ich halte dies für recht wahrscheinlich.

Beweise für oder gegen diese Annahme sind aber erst von der Neuaufnahme des Silvrettakristallins durch O. Reithofer zu erwarten.

Die Untersuchungen des Schwarzhorn Amphibolits durch F. Angel machen dessen Zugehörigkeit zu dem Silvrettakristallin jedenfalls sehr wahrscheinlich.

Die basale Schubfläche am Westrande der Silvrettamasse ist bekanntlich in dem Fenster von Gargellen sehr überzeugend aufgeschlossen. Wir besitzen für dieses Gebiet eine neue, sehr sorgfältige Untersuchung von M. M. Blumenthal aus dem Jahre 1924.

Ich füge hier als Fig. 16 eine Kopie eines Querschnittes durch dieses Fenster nach M. M. Blumenthal aus der Arbeit „Das Fenster von Gargellen — Eclogae geol. Helvetiae, Bd. XX, 1926, Seite 71“, ein.

Leider verläuft dieser Schnitt von SO gegen NW und schneidet so das völlig nord-südlich gestreckte Fenster nur schräg, statt in der Richtung O—W, was der Hauptbewegung allein entsprechen würde.

Immerhin zeigt auch dieser Schiefschnitt das Ansteigen der Silvretta Schubfläche von O gegen W. Es dürfte hier wie auch im Rellstal ungefähr dasselbe Gefälle der Schubfläche vorliegen.

Interessant ist in diesen Profilen die Struktur der mehrfach übereinanderliegenden Schubmassen.

Nach Blumenthal liegt unter der Silvrettadecke zunächst die Aroser Schuppenzone, unter dieser die Sulzfluhdecke, unter dieser die Falknisdecke und darunter liegen endlich die penninischen Bündner Schiefer. Ich werde mich später einmal mit dieser Einteilung noch eingehender zu beschäftigen haben.

Ich möchte hier nur auf folgende Eigenheiten der Strukturen dieser Schubmassen aufmerksam machen. Die Silvrettadecke zeigt eine ganz merkwürdige Abschrägung ihrer Gesteinslagen.

Die Abschrägung wäre hier so erfolgt, daß am Terrainausstrich gerade die ältesten Gesteine auftauchen. Das ist genau die umgekehrte Anordnung wie im Rellstal.

Die darunterliegende Aroser Schuppenzone zeigt heftige Überfaltungen gegen NW zu. Auch die Sulzfluhdecke läßt Anschoppung gegen NW zu erkennen.

In Gegensatz dazu zeigt die Falknisdecke lebhaftige Überfaltung gegen SO hin.

Der Untergrund der Bündner Schiefer ist endlich in reitende Spitzfaltung gelegt, welche ihren Bewegungsschwung deutlich gegen SO zukehrt. Die Innenstruktur dieser verschiedenen Schubmassen ist also keineswegs einheitlich und auch untereinander nicht zusammenpassend.

Silvrettadecke, Arosazone und Sulzfluhdecke streben strukturell gegen NW oder W, während Falknisdecke und Bündner Schiefer eine gegen SO oder O gerichtete Beschwingung verraten.

Wenn sich diese Angaben bewahrheiten, so steht man hier vor einem sehr merkwürdigen Wechsel in der Bewegungsrichtung, für den ich vorläufig keine Erklärung besitze.

Wir kehren nun wieder zum Westende der Silvrettamasse in der Umgebung des Reilstales zurück.

Wenn man die hier erhaltenen Einfaltungen oder Einschnüppungen von jüngeren Schichten auf dem Dache der Silvrettamasse genauer betrachtet, so kommt man zu dem Ergebnis, daß es sich hier kaum um regelmäßige Einfaltungen oder Einschnüppungen handeln kann.

Die Ausgangsstellung für diese Einschaltungen ist, wie das Schema Fig. 17 vorführen soll, ein Fundament von steil gefaltetem Altkristallin, auf dem mit tiefgreifender Einbnungsfläche dann transgredierend Verrucano und jüngere Schichten liegen.

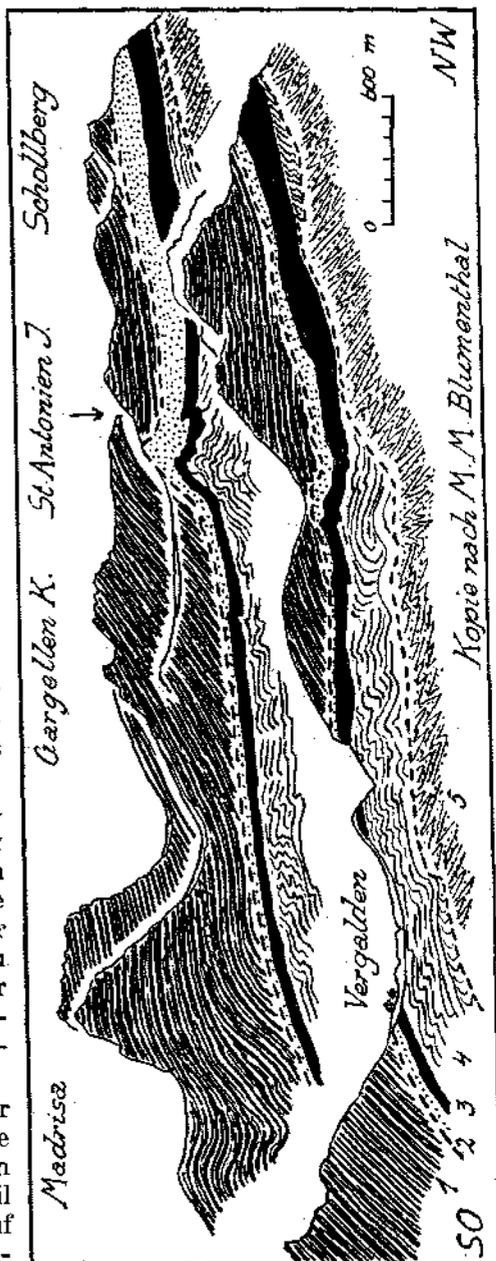


Fig. 16. 1 = Silvrettkristallin, 2 = Arosazone, 3 = Sulzfluhdecke, 4 = Falknisdecke, 5 = Bündner Schiefer. Sammelprofil für das Gargellenfenster. Kopie nach M. M. Blumenthal.

Diese Ausgangsstellung zwischen Altkristallin und Kalkalpen ist für die ganze nachfolgende Tektonik von grundlegender Bedeutung geworden.

Das alte, steilgefaltete, kristalline Gebirge hat eine gewaltige Abtragung erlitten. Das formale Endergebnis dieser Abtragung kann nur eine tiefgreifende Verebnungslandschaft gewesen sein.

Diese Einebnung ermöglichte dann auch die mächtige Verrucano-transgression und die nachfolgende, langandauernde Meeresbedeckung, aus welcher sich die Sedimente von Trias-Jura und Kreide niederschlagen haben.

So bildete diese Abtragungsfläche die Grenze zweier ganz verschiedener Gesteinswelten, unten die steilgefalteten kristallinen Schiefer mit allen ihren Intrusivmassen, oben die flachliegenden Meeressedimente mit einem ewigen Wechsel von festeren und weicheren Lagen.

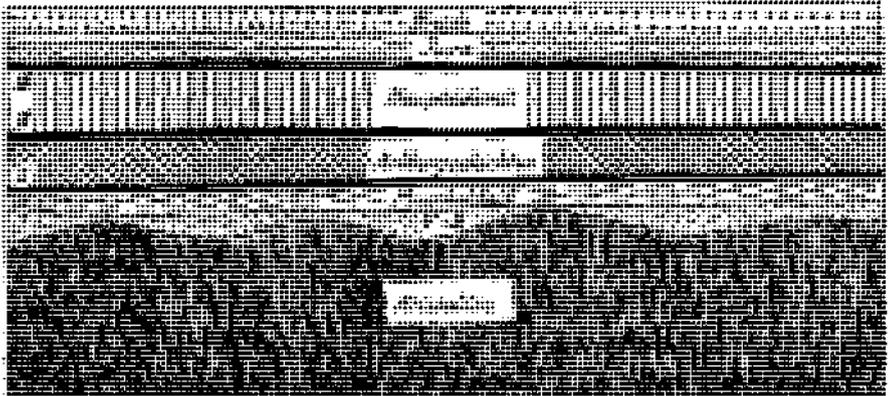


Fig. 17. Schema der Ausgangsstellung der Silvrettamasse und ihrer Sedimentdecke für die großen S-N-Bewegungen. Hauptgleithorizonte: I = Partnachschiechten, II = Raibler Schichten, III = Kössener Schichten.

Die Abtragungsfläche bildete aber auch eine die ganze Mechanik beherrschende Fuge größten Stiles.

Unten ausgefaltete Schichten mit vorherrschender Vertikalstellung, oben mechanisch unversehrte, neugeborene Meeresniederschläge von ausgesprochener Horizontalstellung.

Dieser ungeheure Unterschied in Material und Lagerung beherrscht einen großen Teil der alpinen Mechanik in der Weise, daß immer nur entweder das Altkristallin oder nur die Sedimentdecke das Baumaterial liefern. Es gibt hier keine Tektonik, welche in stande gewesen wäre, das Altkristallin und die große Sedimentdecke gleichmäßig zu überwältigen und in einheitliche Bauformen zu zwingen. Dieses Gesetz bewährt seine Gültigkeit auch am Westende der Silvrettamasse. Auf engem Raum sind hier mehrere Streifen von jüngeren Schichten dem Altkristallin eingefügt.

So eng benachbart diese Gesteinsstreifen auch zueinander liegen, so zeigt doch jeder eine andere Zusammensetzung und kein einziger einen regelrechten Muldenbau. Am ausgesprochensten ist der Muldenbau noch an der Schrunser Mittagsspitze vorhanden.

Aber auch die Mittagsspitze ist sehr weit von einer regelmäßigen Mulde entfernt. Nord- und Südflügel stimmen weder in der Schichtfolge, noch in der Mächtigkeit zusammen.

Die Erklärung für diese auffallend großen Unterschiede und Unregelmäßigkeiten liegt nach meiner Ansicht darin begründet, daß wir in diesen Einschaltungen nicht unversehrte sedimentäre Auflagerungen, sondern bereits abgeglittene oder verschobene Schollen vor uns haben. Dadurch wird die große Verschiedenheit der räumlich engbenachbarten Einschaltungen von jüngeren Schichten auf dem Altkristallin der Silvretta leichter verständlich.

Die schon mehrfach hier betonte Einebnungsfläche des Altkristallins, auf welcher dann in langer Meeresbedeckung die riesige Sedimentmasse der nördlichen Kalkalpen zur Ablagerung kam, ist aber noch in anderer Hinsicht von großer mechanischer Bedeutung. Diese Grenzfläche zweier so verschiedenartiger Gesteinswelten kam auch gleichzeitig als vorgezeichnete, riesig ausgedehnte Basis für die Abgleitung der Sedimentdecke in erster Linie in Betracht.

Diese Funktion der alten Einebnungsfläche als Hauptbahufläche für eine Abgleitung der großen Sedimentmassen bringt uns wieder jenen noch immer viel zu wenig erkannten Zusammenhang zwischen den Arbeiten von Tektonik und Erosion zum klaren Bewußtsein.

Der Zusammenhang ist bald ein gegenseitiges Mithelfen, bald auch ein Stören. Auf alle Fälle berühren und durchdringen sich diese zwei wichtigsten geologischen Arbeitsweisen in der mannigfaltigsten Weise.

Die Abgleitung der Nordkalkalpen von ihrem Sockel aus Altkristallin im W und Grauwacken im O ist ein Problem, das neuerdings wieder durch die Arbeiten von E. Haarmann — Die Oszillationstheorie, Berlin 1930 — in den Vordergrund des Interesses gerückt erscheint.

Die Profile der Arlberggegend bieten nun eine ausgezeichnete Gelegenheit zu der Prüfung der Frage, ob die Nordkalkalpen tatsächlich als Abgleitmassen von dem Dache der Silvrettamasse aufzufassen sind.

Ich führe hier zur Prüfung dieser Hypothese zunächst einen Querschnitt durch die Kalkalpen vom Arlberg bis zum Widderstein als Fig. 18 vor.

Derselbe ist im südlichen Teile nach meinen eigenen Aufnahmen, im nördlichen Teile nach jenen von Th. Benzinger entworfen.

Der ganze Querschnitt läßt sich hier in sechs deutlich getrennte Bewegungseinheiten auflösen. Es sind dies von N gegen S die Schuppe des Widdersteins, jene des Karhorns, die große Schubmasse der Lechtaldecke, welche mit dem Kristallin zusammenhängt, dann die Tauchdecke der Rockspitze sowie endlich die freischwebenden Schubmassen von Inntaldecke und Krabachjochdecke.

In den zwei Zeichnungen Fig. 19 und 20 ist nun dieses Profil einerseits ganz in Gleitmassen, andererseits teils in Schubmassen, teils in Gleitmassen aufgelöst.

Wenn man diese zwei Auflösungsformeln miteinander vergleicht, so erkennt man unschwer, daß der Unterschied zwischen ihnen auf der verschiedenen Art der Verknüpfung von Lechtaldecke und Silvrettamasse beruht.

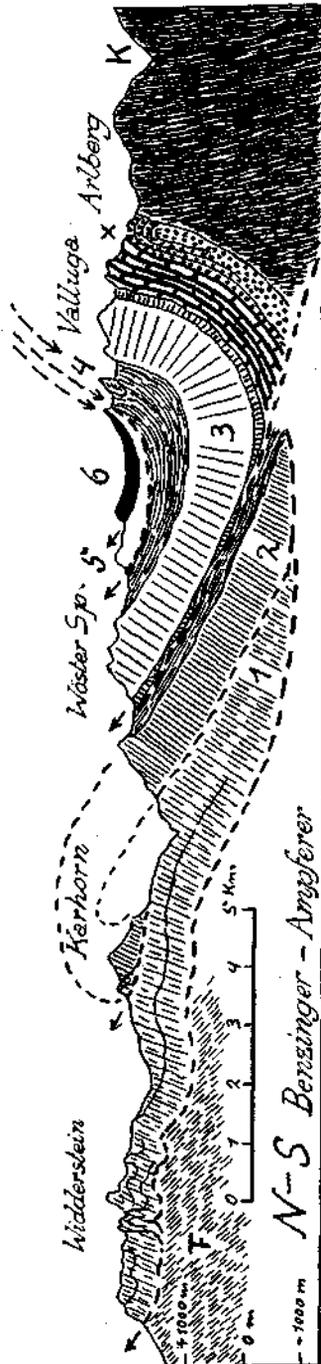


Fig. 18. 1 = Schumasse des Widersteins, 2 = Schumasse des Karhorns, 3 = Lechtaldecke samt Silvretakristallin, 4 = Turchöllpunktern der Rockspilze, 5 = Lautaldecke, 6 = Krabachjochdecke, F = Flysch, X = Anzeichen von "Trautltschem" Sudsethub.

Im einen Falle ist die Lechtaldecke sedimentär mit der Silvretta-masse verbunden, im anderen werden die Lechtaldecke und das Kristallin von einer weittragenden Bewegungsbahn getrennt.

Nun beweist aber das erkenntnistheoretisch ungemein wichtige Arlbergprofil, daß nur der obere Teil der Kalkalpendecken als Gleitmassen aufzufassen ist.

Der untere Teil (Lechtaldecke) ist hier mit dem Altkristallin sedimentär verbunden. Diese primäre Verbindung leitet von der Untertrias über Buntsandstein-Verrucano-Grauwackenzone zur kristallinen Ablagerungsbasis der Silvrettamasse.

Nur die Lechtaldecke ist entlang der ganzen Nordkalkalpen regelmäßig mit einem Sockel von Buntsandstein-Verrucano-Grauwacken ausgestattet. Das kann keine Zufallslagerung sein.

Diese ständige Führung dieser Verbindungsglieder ist nur verständlich bei einer primären sedimentären Verknüpfung der Lechtaldecke mit dem kristallinen Grundgebirge.

Dabei transgrediert die Schichten-gruppe Verrucano-Buntsandstein sehr scharf über Grauwackenzone und Kristallin.

Am tiefsten eingeschnitten dürften die Verrucanoreste im Altkristallin der Silvretta sein.

Die Transgression dieser Schichten ist aber am ganzen Südrande der Nordkalkalpen vorhanden. Es ist unmöglich, diese zahlreichen, deutlich transgressiv auftretenden Verrucanoschollen rein tektonisch zu deuten.

Das ist eine großzügige Verwachsung. Dies sind wirkliche Verankerungen der Nordkalkalpen auf dem Sockelland von Grauwackenzone und Kristallin.

Dabei ist aber wohl zu beachten, daß es sich hier nur um das Eingreifen von großen Bewegungen in der Richtung von S gegen N handelt.

Kleinere Verschiebungen, insbesondere solche in der Richtung des Streichens, kommen überall vor.

Man kann also das Urteil festhalten, daß im Arlberggebiet die Auflagerung der Lechtaldecke kaum durch eine großzügige Gleitfuge von seiner kristallinen Grundlage getrennt liegt.

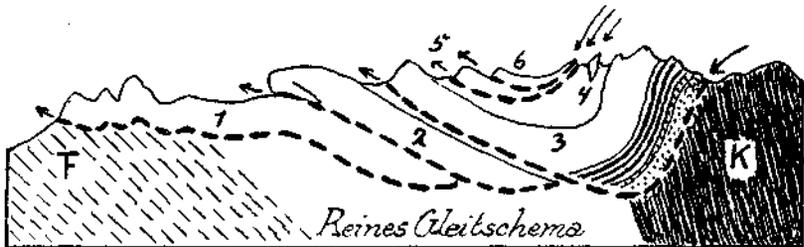


Fig. 19. 1-2-3-4-5-6 = lauter Gleitdecken. K = Altkristallin. F = Flysch.

Damit kommt natürlich für die Abgleitung nur mehr das auf der Lechtaldecke liegende Gesteinsmaterial in Betracht.

Hier sehen wir nun, daß die Fuge zwischen Silvretta + Lechtaldecke und den höheren Gleitdecken durch die Einschaltung der Tauchfaltenkerne in die Serie der Kreideschiefer besonders ausgezeichnet ist.

Diese Tauchfaltenkerne sind derzeit auf der Strecke vom Spullersalpkopf bis zur Passeierspitz Gruppe nachgewiesen.

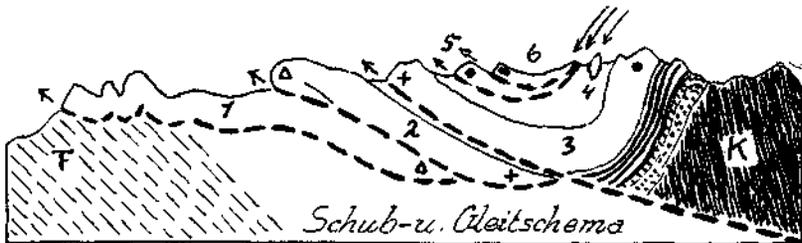


Fig. 20. 1-2-3 = Schubmassen. 4 = Tauchfaltenkern. 5-6 = Gleitmassen. K = Altkristallin. F = Flysch.

Für die Tauchfalten ist eine Entstehung durch Gleitung und Verwindelung unter einer höheren darüber bewegten Masse überaus wahrscheinlich.

Die Tauchfalten leiten also gleichsam die Abgleitung ein und scheiden so die tieferen Schubmassen von den höheren Gleitmassen ab.

Wir halten also als Ergebnis dieser Prüfung fest, daß eine Auflösung der ganzen Nordkalkalpen in ein System von Gleitdecken im Arlberggebiet durch die unleugbare sedimentäre Verknüpfung der Lechtaldecke mit dem Kristallin unwahrscheinlich gemacht wird.

Um eine Auflösung der ganzen Nordkalkalpen in lauter Gleitdecken zu erreichen, müßte man zugleich auch noch die Lechtaldecke als Abgleitung von der Silvrettamasse auffassen.

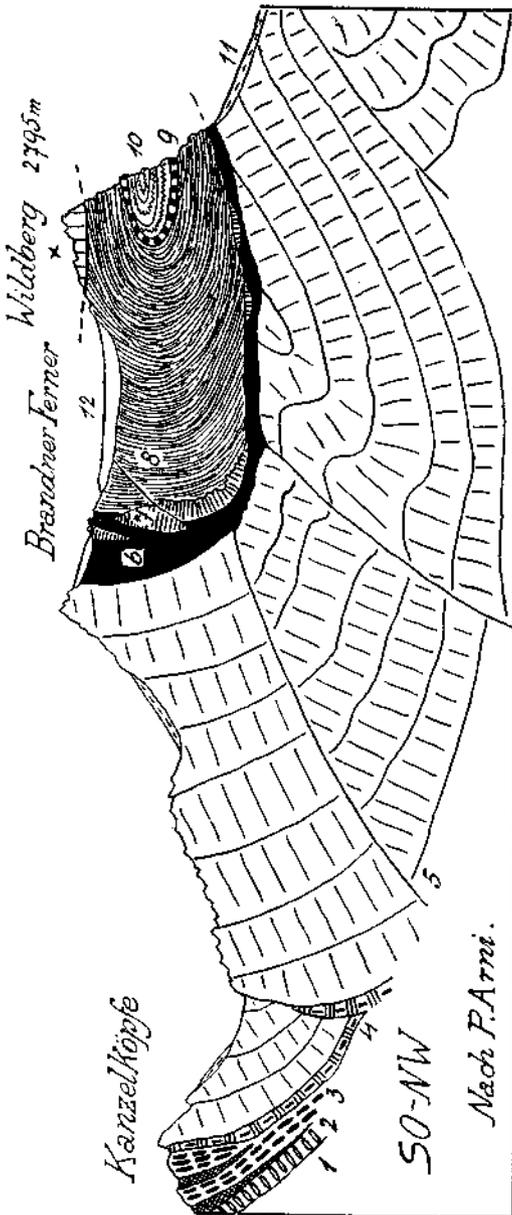


Fig. 24. Lechtaldecke: 1 = Muschelkalk, 2 = Partnachschichten, 3 = Arthorschichten, 4 = Raitler Schichten, 5 = Plattenkalk und Hauptdolomit, 6 = Kössener Schichten, 7 = Obertrütschke, 8 = Fieckensteinkalke, 9 = Juransteinkalke, 10 = Apfychenkalke, 11 = Schutthalden, 12 = Brandner Gletscher, X = Schuttscholle aus Hauptdolomit = Inntaldecke.

Das ist sehr unwahrscheinlich. Wohl aber kann die Inntaldecke und die Krabachjochdecke von der Silvretta-masse abgeglitten sein. Dasselbe gilt von den darunter eingeschalteten Tauchfalten.

Ich möchte das wichtige Arlbergprofil, Fig. 18, nicht verlassen, ohne noch auf die Anzeichen eines bescheidenen, gegen S gerichteten Schubes aufmerksam zu machen. Es betrifft dies die auffallende Wölbung des Verrucanos der Ulmer Hütte.

Seine Verbiegung ist durch einen kürzeren, gegen S gerichteten Aufschub der Lechtaldecke gegen das Kristallin am besten verständlich.

Es erinnert dieser Südschub am Südrande der Lechtaler Alpen unbedingt an die viel weiter östlich gelegenen Südschübe der Kalkalpen, welche F. Trauth mehrfach anschaulich beschrieben hat.

Wir haben nun erkannt, daß die Lechtaldecke nicht als eine Großabgleitung vom Dache der Silvretta-masse zu betrachten ist.

Die Lechtaldecke baut auch im wesentlichen die Schuppen des westlichen Rätikons auf.

Hier ist aber doch insofern eine Abweichung gegenüber den

Lechtaler Alpen, als das Silvrettakristallin hier in der Form einer Relieffüberschiebung auf den tieferodierten Kalkalpenfuß vorgestoßen liegt.

Eine weitere Fremdartigkeit bildet dann das Auftauchen von Schubsetzen der Arosazone in den Fugen der einzelnen Kalkalpenschuppen.

Die Lechtaler Alpen enthalten nur an einer Stelle ähnliche Gesteine. Es ist dies am Johannesjoch an der Ostseite der Roten Wand.

Ich habe diese Stelle in unserem Jahrbuch abgebildet und besprochen.

Während also an der völligen Identität der Lechtaldecke im westlichen Rätikon nicht der geringste Zweifel sein kann, war bisher das Auftreten der Inntaldecke unbekannt.

Trotzdem ist dieselbe hier ganz deutlich vorhanden und auch von P. Arni unbewußt ganz richtig dargestellt worden.

Es handelt sich hier um jene Scholle von typischem Hauptdolomit, welche am Gipfel des Wildberges auf Fleckenmergel sich findet.

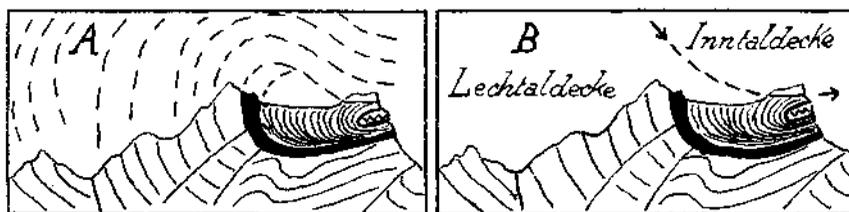


Fig. 22. A = Erklärung durch Überfaltung und Ausquetschung von Kössener Schichten + Oberrätikal-Plattenkalk. B = Erklärung durch Relieffüberschiebung der Inntaldecke.

W. v. Seidlitz hatte das Gestein irrtümlich als oberrätischen Kalk bezeichnet.

Ich schalte hier als Fig. 21 eine Kopie eines Profils von P. Arni aus dem Jahre 1926 ein.

Das Profil schneidet die hochgehobene Mulde der Scesaplana, deren Gesteine bis in die feinsten Details der Lechtaldecke zugehörig sind.

Die prächtige Mulde wird oben von einer Schubfläche abgeschrägt, auf welcher eine Scholle von Hauptdolomit lagert.

Wir haben es hier mit einer typischen Vertretung der Inntaldecke zu tun.

P. Arni glaubt den klaren Schubbefund durch eine Überfaltung des Südschenkels mit Ausquetschungen umgehen zu können. Er übersieht dabei die riesige Mächtigkeit dieses Südschenkels und daß hier für eine so weitgehende Ausquetschung nicht der geringste Anlaß vorliegt.

Fig. 22 stellt die beiden Erklärungen einander gegenüber. Man erkennt auf den ersten Blick die Einfachheit und Überlegenheit der Schub- oder besser der Gleitmechanik gegenüber der riesigen Überfaltungs- und Ausquetschungsmaschinerie.

Meine Erfahrungen reichen im westlichen Rätikon derzeit noch nicht aus, um die Frage nach einem eventuellen Auftreten der Krabachjochdecke beantworten zu können.

Wahrscheinlich ist ein solches Vorkommen wohl nicht. Die Aufnahmen der Schweizer Geologen sprechen auch nicht dafür.

Immerhin ist das Auftreten der Inntaldecke auf der Scesaplanamulde hoch über dem Prättigau ein sehr überraschender Fund.

Wir erkennen daraus, daß hier die Nordkalkalpen noch so ziemlich mit ihrer vollen tectonischen Ausstattung und Eigenart ganz plötzlich enden. Es hat keine Abscherung oder Verarmung der Lechtaldecke stattgefunden.

Bei der Untersuchung des Südrandes der Lechtaler Alpen haben sich mehrfach auffallende Breccien feststellen lassen, die ich nach ihrem größten Vorkommen an der Eisenspitze bei Flirsch als „Eisenspitzebreccien“ bezeichnet habe.

Die letzten Nachrichten über diese Breccien stammen aus der Arbeit über den Südrand der Lechtaler Alpen in diesem Jahrbuch 1930. Diese Breccien, deren genaueres Alter noch nicht feststeht, treten am Gipfel der Valluga, 2811 m, auf das Gebiet von Vorarlberg über.

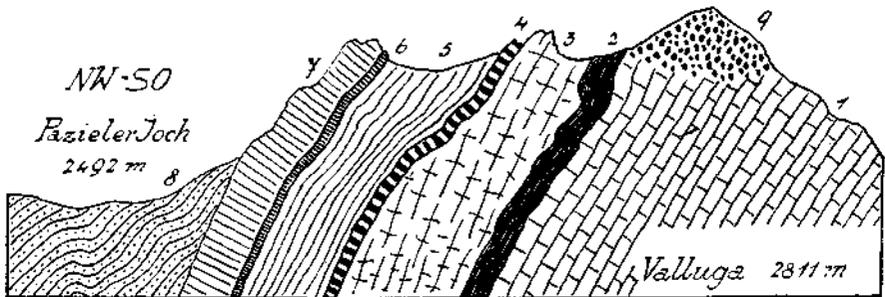


Fig. 23. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrätkalke. 4 = roter Liaskalk. 5 = Fleckenmergel. 6 = roter, 7 = grauer Tithonkalk. 8 = Kreideschiefer. 9 = Eisenspitzebreccie (Gosau?)

Fig. 23 bringt einen Schnitt durch den Gipfel der Valluga, auf welchem diese Breccien verzeichnet sind. Es handelt sich hier um eine ziemlich grobstückige Breccie aus kantigen Trümmern von Hauptdolomit, welche durch ein dolomitisches Bindemittel verkittet ist.

Die Breccie erinnert sehr an die Basisbreccien der Muttekopfgosau, doch fehlen die dort nicht seltenen, kleinen, kirschgroßen, wohlgedrechselten Gerölle.

Eine ähnliche Breccie fand ich dann viel tiefer, halbwegs zwischen Stuben und Langen, an der Brücke der Arlbergstraße bei 1352 m.

Diese Breccie tritt hier in großen Blöcken auf, welche jedenfalls der Gneisgrenze unmittelbar benachbart sind.

In die Art der Auflagerung gewährt die Natur hier keinen Einblick.

Ein sehr interessantes Vorkommen ähnlicher Breccien habe ich dann im Jahre 1923 bei einer Exkursion auf den Gipfel des Itonz in Begleitung meines Freundes Baurat H. Ascher entdeckt.

Fig. 24 bildet die Hauptfundstätte dieser Ablagerung auf dem Gipfel des Brazer Steines ab.

Wir befinden uns hier auf der Nordseite der Davennagruppe, unmittelbar über den schroffen Wänden, welche Fig. 10 zeigt.

Wir finden hier rundliche, massive Felsen am Gipfel des Brazer Steines, die aus einer Dolomithbreccie bestehen.

In dieser Breccie sind kleinere eckige Stücke von feingeschichtetem, bändigem Hauptdolomit in einem dolomitischen Bindemittel dicht eingebettet. Die Breccie sitzt mit flachem Nordfallen auf den Schichtköpfen des steilstehenden Hauptdolomits.

Etwa 100 bis 150 m höher steht am Montafoner Stein eine löchrige Breccie an, die auch ziemlich viel Quarz und kristalline Brocken enthält.

Über die Zusammengehörigkeit der beiden Breccienreste läßt sich nichts aussagen, da sie völlig voneinander getrennt sind.

Auffallend ist hier wie an den meisten der bisher bekannt gewordenen Reste der Eisenspitzbreccie das schroffe Transgressionsverhältnis zu ihrem Untergrunde.

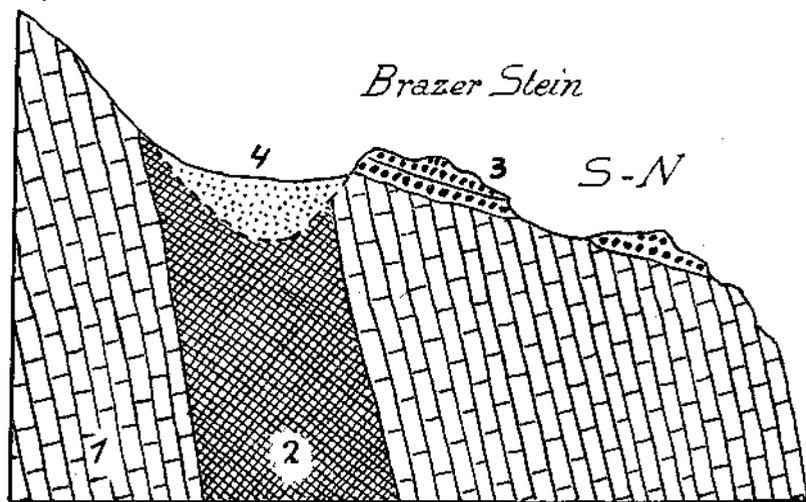


Fig. 24. 1 = Hauptdolomit. 2 = Raibler Schichten. 3 = Eisenspitzbreccie (Gosau?). 4 = Grundmoräne der Würmeiszeit.

Dies spricht wohl für eine Zugehörigkeit der Eisenspitzbreccie zu den Gosauablagerungen.

Wenn diese zeitliche Einordnung zutrifft, so sind diese Breccien ein Beweis für das hohe Alter des Südrandes der Lechtaldecke.

Die Grenze der Nordkalkalpen gegen das Kristallin der Silvretta-masse ist also schon in der Zeit der Oberkreide so tief eingefurcht worden und von den Gosausedimenten dann wenigstens teilweise zu-sedimentiert worden.

Westlich von der Davennagruppe sind mir bisher keine Ablagerungen der Eisenspitzbreccien begegnet.

Es hat aber W. O. Leutenegger an der Nordseite der Zimba Ablagerungen eines angeblichen Bergsturzes beschrieben, die möglicherweise einen Rest von Eisenspitzbreccien vorstellen.

W. O. Leutenegger bildet die Nordostwand der Zimba ab und verzeichnet darin die angeblich abgerutschten Massen.

Die zugehörige Beschreibung lautet: „In der Nordostwand hat sich ein einheitlicher Komplex von oberem, rotem Liaskalk, Radiolarit und Aptychenkalk losgelöst und ist auf den tonig-schiefrigen Algäuschichten herabgeglitten, auf denen nun die abgestürzte Masse, in wenige große Blöcke zerfallen, liegt.

Zum Teil vermischen sich diese Gesteine mit dem unteren roten Liasband und täuschen dadurch nach unten oft einen natürlichen Kontakt mit dem nächst tiefer liegenden Dachsteinkalk vor.“

Betrachtet man ein Profil durch die Zimba, so hat man den Eindruck, daß auf dieser jähren Wand ein einmal losgebrochener Bergsturz erst am Fuß der Steilhänge zum Stillstand kommen könnte.

Es ist also möglich, daß die abgerutschten Massen in der Nordostwand der Zimba eine grobblockige Abart der Eisenspitzbreccie vorstellen.

Jedenfalls bedarf aber dieses Vorkommen einer erneuten Prüfung.

Ich schließe mit diesen Angaben den Fundbericht dieser Arbeit, um noch einige allgemeine Bemerkungen über die Großtektonik von Vorarlberg anzufügen.

Fig. 25 legt eine stark schematisierte kleine tektonische Karte von Vorarlberg dem Beschauer vor.

Diese Kartenskizze hebt folgende Struktureigentümlichkeiten schärfer hervor.

Zunächst den mächtigen schrägen Balkeubau von Molassezone—Helvetischer Kreide—Flysch. Die Schubmassen von Flysch, welche auf der Vorarlberger Kreide noch lagern, sind hier nicht berücksichtigt.

An diesen schrägen Balkenbau stoßen unmittelbar die ost-westlich geordneten Schub- und Gleitmassen der Nordkalkalpen und das ebenfalls ost-westlich gefügte Kristallin der Silvrettamasse.

Es geht aus der Karte sofort hervor, daß diese Anordnung der großen Bauelemente in Vorarlberg nimmöglich ein tektonisch einheitliches Gebilde vorstellen kann.

Hier lassen sich sofort eine Reihe von offenbar zeitlich gut getrennten Bewegungen ablesen.

Die große Schrägstellung von Molasse-Schweizer Kreide und Flysch erfordert einen eigenen Bauraum und eine eigene Schubrichtung. Dasselbe gilt für die Nordkalkalpen.

Das Gefüge des Kristallins ist überhaupt sehr viel älter.

In der ost-westlichen Anordnung sind Altkristallin und Nordkalkalpen hier zusammengegangen.

Zwischen den Nordkalkalpen und dem Altkristallin verläuft jedoch eine sehr viel jüngere, ungefähr ost-westliche Verschiebungslinie. Dieser Vorstoß der Silvrettamasse hat zu einer randlichen Überfahrung der Lechtaldecke im westlichen Rätikon geführt.

Derselbe Vorstoß hat aber auch die Rätikonschuppen der Lechtaldecke in Bewegung versetzt und ein gutes Stück über den Flysch und die Schweizer Kreide vorgetragen.

Die Wirkung dieses ganz jungen Vorstoßes der Rätikonmasse ist aus dem Kartenbild prachttvoll klar zu ersehen. Flysch und Schweizer Kreide wurden dadurch gewaltsam niedergedrückt und überwältigt. Auch bei diesem Vorstoß der Rätikonmasse kann es sich nur um eine Reliefüberschiebung großen Stiles gehandelt haben.

Wir kommen nach dem vorliegenden Kartenbilde also etwa zu folgender Minimalforderung von mechanischen Vorgängen großen Ausmaßes.

Altstrukturen des Silvrettakristallins.
Tiefe Abtragung und Einebnung.

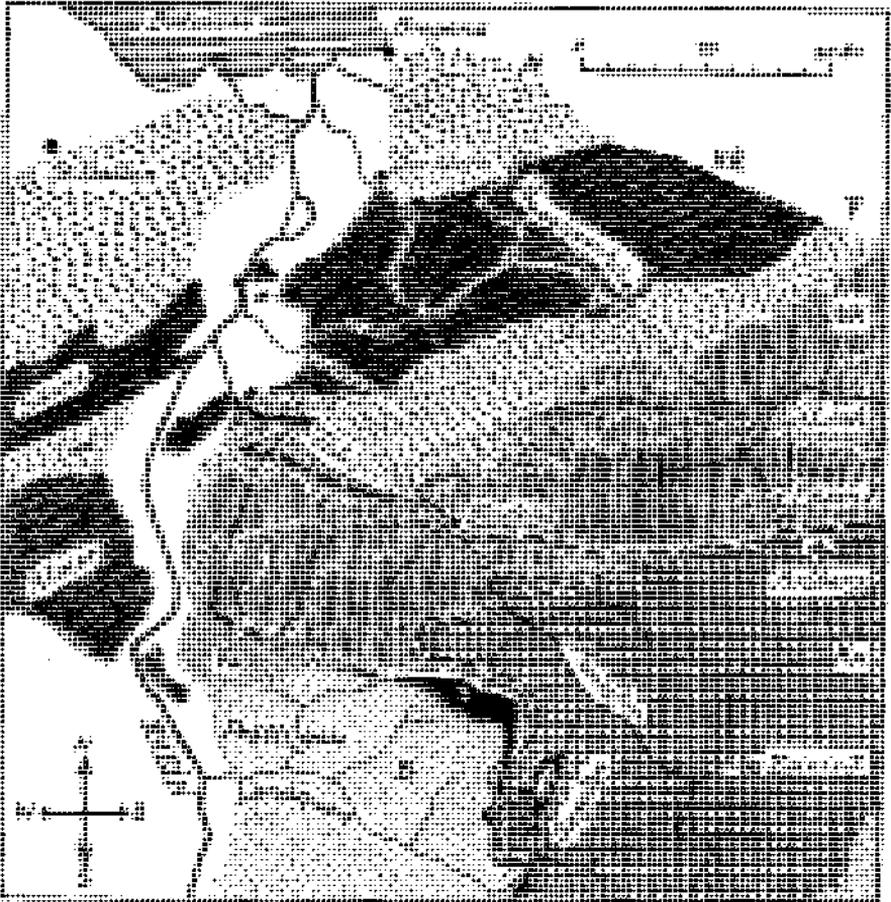


Fig. 25. *K* = Silvrettakristallin. *NK* = nördliche Kalkalpen. *S* = Sulzfluhdecke. *Fa* = Falcraidecke. *B* = Bündner Schiefer. *F* = Flysch. *HK* = Schweizer Kreide. *M* = Molasse. ← = junge O-W-Ver-schubslinie. Schematische tektonische Karte von Vorarlberg.

Transgression des Verrucano, schwere, langdauernde Meeresbedeckung und Sedimentation bis in die Unterkreide.

Gewaltige, tiefgreifende Bewegungen in der Hauptrichtung von S gegen N.

Schaffung der großen Deckengliederungen.

Tiefgreifende Abtragung und nachfolgende Sedimentierung von Oberkreide.

Neuerliche Bewegungen in der Richtung S—N.

Trauthsche Bewegungsumkehrung.

Alle diese Vorgänge beziehen sich auf einen Bildungsraum A.

In einem entfernten und unabhängigen Bildungsraum B vollzieht sich die Sedimentation von Schweizer Kreide-Flysch-Molasse.

Ebenso geht hier die Faltung und Überschiebung und Schrägstellung der Schichtgruppe B vor sich.

In relativ junger Zeit kommt es dann zu einem Anschub von A an B und zu einem Überfahren von B durch A.

In der hier vorliegenden Arbeit wurde das Hauptaugenmerk dieser jüngsten tektonischen Phase zugewendet.

Ihre Jugendlichkeit ist die Ursache für die noch ungemein scharf erhaltene Prägung ihrer Umrisse.

Der von O gegen W erfolgte jugendliche Vorstoß der Silvrettamasse hat dem ganzen Rätikon erst sein charakteristisches Gepräge verliehen.

Die relativ alte Deckengliederung in Silvrettadecke, Lechtaldecke, Intaldecke, Arosazone, Sulzfluhdecke, Falkinsdecke verschwindet an landschaftlicher Bedeutung gegenüber der Wirkung des jungen O-W-Vorstoßes.

Dieser Vorstoß hat das Fenster von Gargellen geschaffen, die gewaltige Anschoppung der Sulzfluhkalke bewirkt, die Scesaplanamulde hochgehoben und den Rätikon auf die niedergebogene Zone von Flysch und Schweizer Kreide hinaufgeführt.

Er hat damit für die Großtektonik von Vorarlberg den entscheidenden letzten Vormarsch vollzogen.

Zusammenfassung und Erweiterung.

In der vorliegenden Arbeit habe ich mich bemüht, folgende Erscheinungen und Überlegungen aus dem Gebiete des östlichen Vorarlbergs dem Leser in einer kurzen und greifbaren Form vorzuführen.

Den Ausgangsort der Arbeit bilden die Störungen an der Grenze von nördlichen Kalkalpen und Kristallin. Hier stellen sich eine Reihe von auffallenden Querstörungen ein, die in der bisherigen Literatur nicht erwähnt worden sind.

In einer früheren Arbeit wurden bereits die Störungen auf der Strecke vom Arlberg ostwärts bis zur Mündung des Ötztales beschrieben.

Hier wird nun die Beschreibung derselben Grenze vom Arlberg westwärts bis zur Westecke der Silvrettamasse im Rellstal (Rätikon) fortgesetzt.

In der hier vorgelegten Beschreibung kommen folgende Beispiele von Querstörungen mit Hilfe von Zeichnungen zur Darstellung.

An der Ostseite des S. C. A.-Kopfes tritt eine Querfaltung mit steilgestellter Achse auf. Am Arlenweg ist oberhalb von St. Anton am Nordrand des Kristallins eine lebhafte kleinwellige Querfaltung ausgebildet.

In wesentlich größeren Dimensionen spielt sich die Querfaltung der Pfannenköpfe bei der Ulmer Hütte an der Nordseite des Arlberg Passes ab.

Hier ist auch an der Südseite dieses Passes eine wichtige Querstruktur vorhanden. Es sind dies nord-südlich verlaufende Spalten, welche mit Zinkblendeerzen ausgeheilt wurden. Es handelt sich offenbar

um Zerrungsklüfte, welche indessen nach der **Erzfüllung** noch eine starke Querpressung erlitten haben.

Gegenstände weiterer Überlegungen bilden dann die Querschollen an der Straße zwischen Klösterle und Danöfen sowie ein Doppelknie in den Fleckenmergeln der Südschwelle des Spullersees.

Am Ausgang des gewaltigen Radona Tobels tritt ein großes Gewölbe in den Triasschichten auf, das hier durch das steile Einfallen seiner Achse von W gegen O bemerkenswert wird.

Verfolgt man dieses Gewölbe weiter gegen W, so sieht man in dem Tiefschnitt des Höll Tobels bei Dalaas einen Gewölbekern von Buntsandstein, welcher viel zu hoch emporgestoßen wurde.

Steilstellung der Achse und Hochstoß des Kerns geben sich als Umformungen eines ursprünglich ziemlich regelmäßigen Gewölbes von ost-westlichem Streichen zu erkennen.

Die Grenze zwischen nördlichen Kalkalpen und Kristallin überschreitet bei Dalaas das Kloster Tal und zieht über den Kristberg Sattel ins Montafon hinüber.

Auf dieser Strecke erscheint unsere Grenze wieder mehrfach abgknickt und zugleich von einem gut entwickelten Streifen von Grauwackenzone (Karbon?) begleitet.

Die Davenna Gruppe wird von einer Schubfläche halbiert, deren Befahrung nicht auf die Richtung S → N sondern eher N → S hinweist.

Der Steilabfall der Davenna Gruppe ins Kloster Tal zeigt eine Art von Panzerung durch eng benachbarte Schubflächen.

Aus dem Montafontal verläuft unsere Grenze ins untere Rellstal, das schon dem Rätikongebirge angehört.

Hier biegt die Grenze dann beim Rellskirchle scharf gegen S zu um. Diese Umbugstelle gibt sich nun bei genauerem Zusehen als eine ganz großartig ausgebildete Reliefüberschiebung zu erkennen. Verrucano-Buntsandstein liegen unmittelbar auf den gewaltig angeschoppten Gipsmergeln der Raibler Schichten des Südfußes der Zimbaspitze.

Die Reliefüberschiebung greift aber vom Südhang der Zimbaspitze auch noch auf das Gebiet der Lüner Alpe über.

Sie ist hier von Prof. Schardt und P. Arni unrichtig gedeutet worden.

Die Reliefüberschiebung stellt im mittleren Rellstal zugleich die Westfirne der Silvrettamasse vor. Das Kristallin ist samt dem an- und aufgelagerten Verrucano und Buntsandstein unmittelbar auf die angeschoppten Gipsmassen der Raibler Schichten vorgeschoben worden.

Wie man aus der beiliegenden Kartenskizze entnehmen kann, ist die Front der vorrückenden Silvrettamasse dabei infolge der Reibung und des Reliefs des Untergrundes ganz erkennbar verbreitert worden.

Begibt man sich ins Gebiet des oberen Rellstales, so sieht man die Grenze des Kristallins wieder in die W-O-Richtung zurückkehren. Sofort verschwindet wieder die flache Aufschiebung, und wir stehen vor einer steilen Schubbahn.

Diese Steilgrenze verläuft vom Rellstal bis ins Gampadelztal. Hier wendet sich der Stirnrand der Silvrettamasse wieder scharf nach S um und geht dabei sogleich wieder in flache Schublagerung über.

Dieser merkwürdige Wechsel zwischen O \leftrightarrow W streichenden Steilschubflächen und S \leftrightarrow N streichenden Flachschubflächen kann durch eine starke Verbiegung der Grundschubfläche oder durch einen besonderen Vorstoß der Westecke der Silvrettamasse geometrisch gedeutet werden. Hier wird der letzteren Erklärung der Vorzug gegeben.

Eine Folgerung dieser Auffassung ist dann ein Weiterstreichen der Steilschubgrenze aus dem Gampadelztal gegen O.

Das Fenster von Gargellen erscheint ganz im Rahmen dieses jungen O \rightarrow W-Vorstoßes der Silvrettamasse. Ich schließe mich hier in der Grunddeutung der Auffassung von A. Rothpletz und H. Mylius an. Im Detail hat M. M. Blumenthal sicherlich eine weit zutreffendere und feinere Gliederung aller hier auftretenden tektonischen Zonen geliefert.

Das Westende der Silvrettamasse ist im Rätikon weiter durch eine außerordentlich scharfe Zuspitzung gegen W hin ausgezeichnet.

Diese Zuspitzung kommt zwischen einer Senkung der alten Oberfläche der Silvrettamasse und einem Aufsteigen der basalen Schubfläche zustande.

Infolge der Stirnsenkung des Silvrettakristallins treten an seinem Westende auf seinem Dache eine ganze Reihe von Einfaltungen oder Einschuppungen jüngerer Gesteine auf. Diese eng benachbarten Auflagerungen des Kristallins zeigen so große Unterschiede in ihrem Bau und Schichtbesitz, daß es sich wohl nur um Einfaltungen von bereits tektonisch verschobenen Schollen handeln kann.

Diese Einfaltungen zeigen uns auch, daß Verrucano und Buntsandstein über die steilgefalteten und tief abgetragenen Schichten des Altkristallins transgredierte. Wir haben daher als Ausgangsstellung für die großen Gebirgsbewegungen der Kreidezeit unten steilgefaltetes Kristallin, dann eine tiefgreifende Verebnungsfläche und auf dieser die riesige Masse der Horizontalsedimente von Trias-Jura-Kreide.

Diese Großanordnung blieb für die ganze folgende Tektonik maßgebend. Den ungeheuren Unterschied in Material und Lagerung, in Bearbeitung und Gleitfähigkeit vermochte keine hier auftretende tektonische Gewalten zu verwischen.

An dem Querprofil Arlberg—Widderstein wird die Auflösung der nördlichen Kalkalpen in sechs Bewegungseinheiten vorgeführt. Die Lechtaldecke hängt dabei mit dem Kristallin zusammen. Daher können nur die Tauchdecke, die Inntaldecke und die Krabachjochdecke als Ableitungen von der Silvrettamasse gedeutet werden.

In dem Arlbergprofil tritt weiter die Gliederung in drei grundverschiedene Bauelemente klar hervor.

Diese Bauelemente bestehen von N gegen S aus Flysch, nördliche Kalkalpen, Altkristallin. Weitreichende Unabhängigkeit nach Bildungsraum, Bildungszeit und Baumaterial zeichnet diese Gruppen aus, die erst durch tektonische Bewegungen zu der heutigen Nachbarschaft zusammengeführt wurden.

Im Flysch haben wir die wenigst bearbeiteten, größtenteils überhaupt unversehrten Gesteinsmassen unseres Querschnittes vor uns. In keiner

anderen Gesteinsgruppe treten uns so zahlreiche, prächtig verzierte und klar erhaltene Schichtoberflächen entgegen.

Der Flysch zeigt eine Unversehrtheit seiner Gesteinslagen, welche beweist, daß er nur Verschiebungen in großen Massen erlitten haben kann. Dabei ist natürlich der sogenannte „Wildflysch“ ausgeschlossen. Seine Grenze gegen die nördlichen Kalkalpen ist eine ziemlich tief eingegrabene Erosionsfläche. Im Gegensatz zum Flysch zeigen die nördlichen Kalkalpen in ihren Gesteinen schon viel häufiger mechanische Umarbeitungen.

Immerhin tritt auch in ihrem Bereich die mechanische Umformung der Gesteine vor allem längs der Bewegungsbahnen auf.

Im Gebiete der nördlichen Kalkalpen finden wir in unserem Querschnitt eine restlose Auflösung in Schub- und Gleitmassen. Zwischen den tieferen Schubmassen und den höheren Gleitmassen sind Reste von Tauchdecken in die Kreideschiefer eingeschaltet. Dieselben sind heute nur mehr als einzelne getrennte Erosionsreste zu finden. Wahrscheinlich war aber hier eine zusammenhängende Zone von Tauchdecken vorhanden.

Im Querschnitt „Widderstein—Arlberg“ ist der Tauchdeckenrest der Rockspitze durch eine von der Lechtaldecke abweichende Entwicklung der Juraschichten ausgezeichnet. Außerdem sind diese Juraschichten der Tauchdecken viel stärker ausgewalzt und verknittert.

Das Kristallin der Ferwallgruppe und weiter der Silvrettagruppe zeigt mechanische Umformungen von Korn zu Korn. Es liegt völlige Durcharbeitung, wahrscheinlich sogar nach mehreren Systemen vor.

Hier besteht eine der Aufgaben der Neuaufnahme durch Otto Reithofer auch darin, den Anteil der älteren Umformungen von jenem der Gebirgsbildungen der Kreide- und Tertiärzeit zu scheiden.

Dabei ist ja klar, daß die Gleitmechanik das Gefüge des kristallinen Untergrunds relativ sehr wenig in Mitleidenschaft zu ziehen braucht. Viel stärker ist die Beanspruchung aber bei der Ausbildung und bei der Vorwärtsbewegung von Schubmassen.

Die Zerlegung in Schub- und Gleitmassen beherrscht auch noch den westlichen Rätikon.

Wir finden hier auf der hochgehobenen Juramulde der Scesaplana noch einen kleinen Rest der Inntaldecke am Gipfel des Wildbergs.

So erkennen wir, daß die Lechtaldecke in voller Mächtigkeit und Ausstattung am Abbruch des Prätigaus endet. Es findet hier weder ein sedimentäres noch ein tektonisches Auskeilen statt.

Die Lechtaldecke bricht an einem Erosionsrande in voller Entwicklung und mit klarer, stolzer SW-Weisung ab.

Am Schluß der Beschreibung wird auch auf jene eigenartige Breccie aufmerksam gemacht, welche am ganzen Südrande der Lechtaldecke verbreitet ist und nach dem Auftreten an der Eisenspitze bei Flirsch als „Eisenspitzebreccie“ bezeichnet wurde.

Die Breccie zeichnet sich allerorten durch eine scharfe, tiefgreifende Transgression aus und dürfte wohl am ehesten zu den Gosauablagerungen gehören. Im Rätikon konnte die Eisenspitzebreccie bisher noch nicht entdeckt werden.

Am Schluß der Arbeit führt eine kleine schematische Karte die Hauptzüge der Großtektonik von Vorarlberg vor.

Die Hauptsachen dieses Kartenbildes sind schon mehr oder weniger lang bekannt. Neu ist der hier erkannte Vorstoß der Silvrettamasse als Reliefüberschiebung. Dieser Vorstoß geht aus einer Verschubbahn hervor, die etwa in ostwestlicher Richtung zwischen den nördlichen Kalkalpen und dem Altkristallin verläuft.

Diese Verschiebung war aber immerhin genügend kräftig, um das Kristallin auf die nördlichen Kalkalpen und diese wieder auf Flysch und Schweizer Kreide hinaufzutreiben.

Die Wirkung dieses Vorstoßes tritt auf dem Kartenbild sehr klar hervor.

Die zeitlichen Verhältnisse der Hauptbewegungen sind auch ganz interessant.

Im Altkristallin stecken wohl mehrere Phasen von Gebirgsbildungen aus der Zeit vor der Sedimentierung des Baumaterials der nördlichen Kalkalpen. Sie lassen sich aber nur schwer genauer herauschälen. In der großen Sedimentserie der nördlichen Kalkalpen sind auch mehrfach Spuren von Trockenlegungen, Erosionen, kleinen Gleitungen . . . abgebildet.

Bewegungen, welche jedoch den Namen von Gebirgsbildungen wirklich verdienen, sind hier zwischen Verrucano-Buntsandstein und Zenoman-Gosau nicht eingetreten.

Die Kreidezeit brachte für das Altkristallin und seine Sedimentdecke gewaltige Bewegungen und mächtige Erosionsangriffe. Die Gliederung der Decken der nördlichen Kalkalpen wurde zu einem Großteil bereits damals vollzogen.

Durch das Eingreifen der Erosion gingen die nachfolgenden Bewegungen vielfach schon als Reliefüberschiebungen oder Reliefübergleitungen vor sich.

Jedenfalls war auch die Verteilung von Hoch und Tief zu jener Zeit weit anders als heute.

So kamen z. B. für die Gleitungen Gefälle zur Wirkung, die heute nur abgeschwächt oder sogar verkehrt sich zeigen.

Viel jünger als diese Deckengliederung muß der Aufschub der nördlichen Kalkalpen auf den Tertiärflysch gewesen sein, der damals ja schon für sich gefaltet und erodiert vorlag.

Über die Verschleppung von Fetzen der Arosazone durch den Vormarsch von Kristallin und nördlichen Kalkalpen haben sich in dem hier beschriebenen Gebiete keine Anhalte ergeben.

Abweichend in der Richtung, stellen sich am Südrande der Lechtaldecke Anzeichen von Trauthschen Südschüben ein.

Über zwei angebliche *Gryllacris*-Arten aus dem Miocän von Radoboj.

Von **H. H. Karny** (derzeit in Wien).

(Mit 1 Tafel und 2 Textfiguren.)

Nachdem ich nunmehr alle wichtigeren rezenten *Gryllacris*-Typen einer Revision unterzogen habe, interessierte es mich ganz besonders, einmal auch einige Original Exemplare von fossilen, angeblichen *Gryllacris*-Arten, auf die mich Kollege Zeuner speziell aufmerksam gemacht hatte, einer genauen Nachuntersuchung zu unterziehen. Zunächst fand ich den Typus von „*Gryllacris*“ *ungeri* in der Geologischen Bundesanstalt in Wien vor, den mir Herr Bergrat Beck in liebenswürdigster Weise für meine Studien zur Verfügung stellte, und ferner gelang es mir auch noch, das Original exemplar von „*Gryllacris*“ *kittli* in der geologisch-paläontologischen Abteilung des Wiener Naturhistorischen Museums aufzutreiben, zu dessen Untersuchung mir Herr Hofrat Schaffer in zuvorkommendster Weise die Möglichkeit bot. Leider bemühte ich mich dann ganz vergeblich, auch noch das Original exemplar von „*Gryllacris*“ *brevipennis* (Charpentier) aufzutreiben; ich konnte dieses in keiner der Wiener Sammlungen vorfinden und schrieb dann nach Graz, wo ich hoffte, es würde sich in der geologisch-paläontologischen Sammlung der Universität befinden; dies war aber nicht der Fall, und ich wandte mich nun auf Rat des Grazer Geologen Prof. Heritsch an Professor Zalopek in Agram, leider wieder vergeblich. Nun schrieb ich noch auf Rat von Hofrat Prof. Handlirsch an die geologische Sammlung der technischen Hochschule in Zürich, aber auch wieder mit negativem Resultat. So war es mir leider nicht möglich, dieses Stück aufzutreiben, aber nach der von Heer gegebenen Abbildung, die übrigens zweifellos in den Details verzeichnet ist, zweifle ich nicht daran, daß *brevipennis* mit *ungeri* sehr nahe verwandt, wenn nicht identisch sein dürfte.

Die Untersuchung der mir zugänglichen Objekte nahm ich in der Weise vor, daß ich zunächst das Objekt mit der Lupe untersuchte und dann aber auch durch gütige Vermittlung von Herrn Hofrat Schaffer durch den Laboranten der geologisch-paläontologischen Abteilung des Wiener Naturhistorischen Museums, Herrn Felzmann, Photographien in natürlicher Größe (siehe Taf.) bei scharfer Schrägbeleuchtung von den Objekten herstellen ließ und dann auch diese noch mit der Lupe genau studierte. Diese Untersuchungsmethode läßt nämlich oft verschiedene Details viel deutlicher und sicherer erkennen als die Untersuchung der Objekte selbst. — Ich gehe nun sogleich an die Besprechung der von mir untersuchten Stücke:

Macrelcana ungeri (Heer).

1842. Unger, *Chloris protogaea*, XLVI, pl. 15, fig. 2 (*Aeridium* —).

1849. Heer, *Ins. Oeningen*, II, 8, pl. I, fig. 4 (*Gryllacris Unger*).

1907. Handlirsch, *Foss. Ins.*, p. 684 (*Gryllacris* [s. l.] *Unger*).

1928. Pongrácz, *Anu. Mus. Nat. Hung.*, XXV, p. 127—128, fig. 17 (*Gryllacris Unger*).

Dieses Stück gehört nach den Elytren zweifellos dem Geädertypus II an, wie schon Pongrácz behauptet hat; denn alle Sektoräste entspringen aus der Media, wenn auch die in die Media gehende Sektorwurzel nicht sogleich sicher erkennbar ist. Wenn man sie aber sucht, so findet man sie auch: die Länge der vorderen Basalzelle beträgt 16 mm (an der vorderen Elytre des Stückes deutlicher als an der hinteren = linken). Das Geäder würde also in die Verwandtschaft von *Gryllacris dyscrita* Karny verweisen, deren Adernverlauf *ungeri* sehr gut entspricht (auch durch die Länge der Basalzelle und die gleich danach erfolgende Verzweigung von *Rs* + *M*; siehe Fig. 1). Der Ähnlichkeit mit *dyscrita* würde auch das Verhältnis der Hinterschenkellänge zur Elytrenlänge entsprechen, während die *borneoensis*-Gruppe die Hinterschenkel länger hat (21:47 mm). Die Pronotumlänge wiederum spräche eher für die *borneoensis*-Gruppe (8:47 mm), während die *dyscrita*-Gruppe durch das auffallend kurze Pronotum gekennzeichnet ist (6:46 mm). In dieser Hinsicht nähme *ungeri* also anscheinend eine Art Mittelstellung ein, doch läßt sich das Pronotum nicht mit voller Sicherheit genau messen! Ich habe folgende Maße ermittelt:

Long. corp. \pm 33 mm, pron. \pm 7—7.5 mm, elytr. \pm 43 mm, fem. ant. \pm 10 mm, fem. post. \pm 13 mm.

Der für Gryllacridinen auffallend schräge Verlauf der Längsadern, vor allem im Analfeld der Elytren, wo sie geradezu fächerartig-schräg gegen den Hinterrand ziehen, weicht aber von rezenten Gryllacridinen stark ab und erinnerte mich außerordentlich an gewisse Elcaninen-Geäder, so namentlich an *Parelcana* (Handlirsch, *Foss. Ins.*, Taf. XXXIX, fig. 55; reprod. in Karny [211], S. 214, fig. 29 oben), welche aber dem Typus I entspricht. Etwas Ähnliches findet sich übrigens auch bei echten *Elcana*-Arten, z. B. *gracilis* (l. c. fig. 47). Daraufhin untersuchte ich nun die Tibialbedornung und fand zu meiner Verwunderung, daß *ungeri* auch danach gar nicht zu den Gryllacridinen, sondern zu den Elcaninen gestellt werden muß. Ich konnte nämlich, zunächst einmal durch den Adernverlauf aufmerksam geworden, im Distalteil der Hintertibien-Oberseite vier schwach konkave Ausbuchtungen feststellen und glaube dann auch wahrgenommen zu haben, daß jede dieser Exkavationen von je einem flachen, ovalen, schuppenförmigen Blättchen überdeckt ist, wie ich dies hier in Fig. 1 dargestellt habe — also genau solche Blättchen und in ganz derselben Anzahl, wie diese auch für die Elcaninen charakteristisch sind und ja das wichtigste Unterscheidungsmerkmal gegenüber den Gryllacridinen bilden.

Bisher waren die Elcaninen nur mesozoisch bekannt, und zwar am zahlreichsten aus dem oberen Lias (33 spp.), schwächer vertreten im Malm (12 spp.) und noch spärlicher im unteren Lias (7 spp.); aus anderen als jurassischen Ablagerungen kannte man sie bisher überhaupt noch

nicht. Wenn wir die Tafeln bei Handlirsch, Foss. Ins. (speziell XXXIX und XLIV), vergleichen, so finden wir eine deutliche Größenzunahme vom Lias zum Malm; znerst waren die Elcaninen eine Gruppe mit relativ sehr geringer Körpergröße und erreichen im Malm doch schon eine Elytrenlänge von ca. 20 mm. Das vorliegende Stück liegt in der direkten Fortsetzung der Tendenz zur Zunahme der Körpergröße! Ich benenne dieses tertiäre Genus daher *Macrelcana* n. gen.

Vorder- und Mitteltibien sind deutlich mit beweglichen Dornen versehen, wie bei den rezenten Gryllacridinen, während Handlirsch die Vorder- und Mitteltibien für die jurassischen Arten unbedornt zeichnet (Foss. Ins., pl. XLIV, fig. 2; Schröders Handbuch der Entomologie, III, p. 187, fig. 148; reprod. in Karny [211], p. 214, fig. 29, unten);

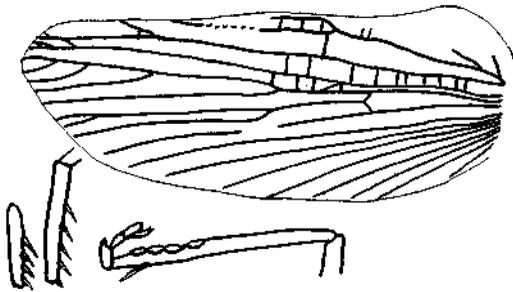


Fig. 1. *Macrelcana ungeri* (Heer). — Oben: Linke Elytre. — Unten (von links nach rechts): Vorder-, Mittel- und Hintertibie. — Etwas vergr.

dies mag entweder auf einen Beobachtungsfehler, bzw. auf ungünstigem Erhaltungszustand der Fossilien oder darauf beruhen, daß die mesozoischen Arten wirklich noch keine Dornen an den Vorder- und Mittelschienen besaßen und sie dann erst später zur Entwicklung brachten. Auf jeden Fall hat die tertiäre *ungeri* schon deutliche Dornen, die an den Vordertibien ausgesprochen länger sind als die Tibiendicke, an den Mitteltibien ungefähr so lang wie die Tibiendicke (Fig. 1). Die Hinterschienen sind bei *ungeri* im Basalteil unbedornt, im Distalteil zeigt die Dorsalseite die erwähnten flachen, halbovalen Exkavationen und man hat den Eindruck, so weit dies bei dem wenig günstigen Erhaltungszustand des Stückes noch erkennbar ist, daß über jeder dieser Exkavationen ein flaches ovales Plättchen liegt, ganz ähnlich wie bei den mesozoischen Elcaninen, aber weniger abstehend, der Tibie mehr anliegend als dort (Fig. 1). Normale Dornen wie bei den Gryllacridinen sind bestimmt nicht vorhanden. Jedenfalls muß *ungeri* auf Grund all dieser Merkmale nicht zu den Gryllacridinen, sondern zu den Elcaninen gestellt werden und ist somit die erste tertiäre Form dieser Gruppe, wenn sie auch immerhin durch das Geäder schon sehr deutliche Anklänge an die Gryllacridinen zeigt und somit in gewissem Sinne eine Zwischenform zwischen den beiden Gruppen bildet. Ob sie direkt in die Vorfahrenreihe der Gryllacridinen gehört, indem die Hintertibial-Plättchen sich mit der Zeit wieder zu Dornen zurückgebildet hätten, oder ob sie nur als eine blind endigende

parallele Entwicklung zu den Gryllacridinen zu betrachten ist, vermag ich nicht zu entscheiden. Übrigens verweisen auch die basal recht breiten Elytren zu den Elcaninen und bieten dadurch auch einen auffallenden Unterschied gegenüber den (übrigens dem Elytrentypus I zugehörigen) Locustopsinen, bei denen die Elytren basalwärts auffallend stark verschmälert sind.

„*Gryllacris*“ *kittli* Handlirsch.

Typus in der geologisch-paläontologischen Abteilung des Wiener Naturhistorischen Museums: Erhalten sind die beiden Vorderflügel, der hintere Teil des Thorax, die Hinterleibsbasis, beide Mittelbeine mit Ausnahme der Tarsen und die Basis des rechten Hinterschenkels, vielleicht auch noch (sehr undeutlich) die Basis des rechten Hinterflügels.

Handlirsch beschrieb diese Art nur mit folgenden Worten: „Das Wiener Hofmuseum besitzt ein Exemplar, welches ähnliches Geäder zeigt wie *Ungeri* und *brevipennis*, aber nur 28 mm lange Vorderflügel besitzt.

Ich benenne diese Form nach Herrn Kustos E. Kittl, Leiter der geologischen Abteilung des Hofmuseums, der mich bei meinen Arbeiten stets mit Rat und Tat unterstützte.“ (Handlirsch, Foss. Ins., p. 684.)

Später publizierte Pongrácz näheres über das Stück. (Ann. Mus. Nat. Hung., XXV, p. 126—127, fig. 16, 1928.)

Zeuner, der vor mir das Original nachuntersucht hat, machte mich darauf aufmerksam, daß er es für eine Feldheuschrecke (Acridide) halte. Ich glaube, ihm darin auch beipflichten zu müssen, obwohl die Entscheidung wegen des unzulänglichen Erhaltungszustandes eine ziemlich schwierige ist. Jedenfalls sind die Elytren auffallend stark chitinisiert, fast schwarz, was eher für einen Acridier als für eine Gryllacridide spricht.

Pongrácz machte mich brieflich darauf aufmerksam, daß seiner Ansicht nach der Vorderflügelschnitt gegen eine Feldheuschrecke, speziell Oedipodine, die noch am ehesten für den Vergleich in Betracht käme, spreche, indem die Elytren distalwärts deutlich verschmälert sind. Aber ich zweifle sehr daran, daß diese Verschmälerung dem Tier schon im Leben zukam, denn sie ist rechts und links durchaus nicht gleich (siehe Tafel), sondern rechts mehr abrupt, links viel allmählicher. Auch glaube ich, daß die Distalteile der Elytren im Hinterrandgebiet von dem noch darübergelagerten Gestein verdeckt sind, da dieses an der Stelle in einer deutlichen Stufe plötzlich ansteigt; ich bin daher eher geneigt, die Elytrenform, wie sie uns jetzt erscheint, für ein Kunstprodukt zu halten. Wenn sie aber schon für das lebende Tier charakteristisch gewesen sein sollte, so würde dies erst recht gegen eine Gryllacridide sprechen, da ja bei diesen die Elytren am Ende breit abgerundet zu sein pflegen. Speziell bei den uns heute bekannten rezenten Arten mit schwarzen Elytren, die ja allein für den Vergleich in Betracht kommen (*atrata*, *fasciata*-Gruppe; vgl. Karny [160], p. 17, fig. 9; p. 45—50, figs. 20—24; pl. I, figs. 1, 5, 6; 1925), sind die Elytren stets breiter als bei dem vorliegenden Stück und am Ende viel stärker abgerundet.

Aber auch das Geäder, wie ich es sehe (Fig. 2), scheint mir durchaus für eine Feldheuschrecke zu sprechen: Im Basalteil sehe ich eine große Basalzelle („Discoidalzelle“) mit einer deutlichen, unsteten Längsader, welche dem Radius ziemlich genähert ist und basalwärts verschwindet; diese Ader halte ich für eine *Vena spuria* = *intercalata* (wie sie bei Feldheuschrecken sehr häufig ist, bei Gryllacrididen dagegen nie vorkommt) und nicht für eine freie Media, als welche Pongrácz sie anscheinend gedeutet hat. Bald nach dem Ende der Discoidalzelle, das durch eine

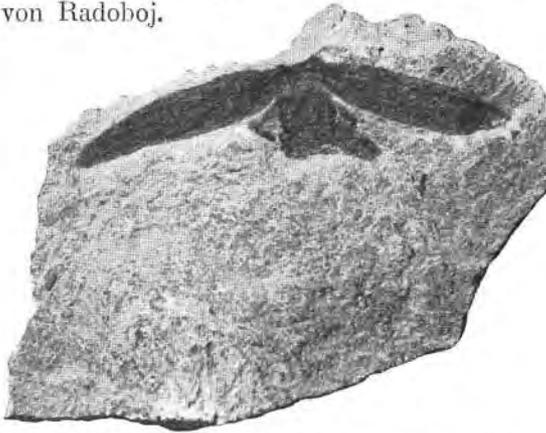


Fig. 2. „*Gryllacris*“ *littli* Handlirsch, linke Elytre, etwas vergr.

winkelig geknickte Querader gebildet wird, von deren Knickungsstelle eine nicht sicher erkennbare Längsader distalwärts abgehen dürfte, gabelt sich der Radius sehr deutlich in zwei parallele Längsäste (= R und Rs) und die Sektoräste ziehen sodann schräg gegen den Hinterrand, gleichfalls ein Verhalten, wie es den Acridiern, nicht aber den Gryllacridinen zukommt, bei welchen die Sektoräste bald nach ihrem Ursprung in die Längsrichtung umzubiegen pflegen. Außerdem ist eine deutliche, lange Analfalte vorhanden, die fast längsgestellt ist und in ähnlicher Ausbildung gleichfalls den Feldheuschrecken zukommt. Auch glaube ich, da und dort zwischen den Längsaderästen *Venae spuriae* zu erkennen, was ebenfalls für Acridier und gegen Gryllacridinen sprechen würde.

Verzeichnis der benutzten Literatur.

- Brunner, v. W., C., Monographie der Stenopelmatischen und Gryllacriden. Verh. Zool.-Bot. Ges. Wien, XXXVIII, p. 247—394, pl. V—IX, 1888.
- Charpentier, T. v., Über einige fossile Insekten aus Radoboj in Croatic. Verh. Leop. Carol. Akad., XII, 1 (Nov. Act. Leop. Carol., XX, 1), p. 399—410, 1843.
- Handlirsch, A., Die fossilen Insekten und die Phylogenie der rezenten Formen. Leipzig 1906—1908. (p. I—640, 1906; p. 641—1120, 1907; p. 1121—1430, 1908.)
— Geschichte, Literatur, Technik, Paläontologie, Phylogenie, Systematik. — Schröder, Handbuch der Entom., III, 1925.
- Heer, O., Die Insectenfauna der Tertiärgebilde von Oeningen und von Radoboj. Zweiter Theil: Heuschrecken, Florfliegen, Aderflügler, Schmetterlinge und Fliegen. Leipzig 1849.
- Karny, H. H. (141), Beiträge zur malayischen Orthopterenfauna. IV.—XI. — Trenbia, V, p. 1—234, pl. II, 1924.
— (160), On Malaysian cricket-locusts (Gryllacridae). Journ. F. M. S. Mus., XIII, p. 1—66, pl. I—II, 1925.
— (211), Über das Flügelgeäder der Gryllacriden. Ein Beitrag zum Rosaschen Gesetz. Arch. Zool. It., XV, p. 193—244, 1930.
- Pongrácz, A., Die fossilen Insekten von Ungarn, mit besonderer Berücksichtigung der Entwicklung der europäischen Insekten-Fauna. Ann. Mus. Nat. Hung., XXV, p. 91—194, 1928.
- Unger, F., Chloris protogaea, Beiträge zur Flora der Urwelt. Leipzig 1847. (1. Heft, 1841; 2. und 3. Heft, 1842; 4. und 5. Heft, 1843; 6. und 7. Heft, 1845; 8., 9. und 10. Heft, 1847.)



Oben: „*Gryllacris*“ *kittli* Handlirsch.

Unten: *Macroleana ungeri* Heer.

(Beide in natürlicher Größe.)

Pflanzenreste aus dem Leithakalk von Kalksburg und dem Sandstein von Wallsee.

Von Dr. Elise Hofmann, Wien.

(Mit 4 Originalphotos der Verfasserin.)

Der Geologischen Bundes-Anstalt in Wien verdanke ich ein mir zur Untersuchung übergebenes Fundmaterial aus dem Leithakalk von Kalksburg und dem Sandstein von Wallsee.

Die pflanzlichen Reste aus dem Leithakalke von Kalksburg sind Abdrücke von Koniferenzapfen, welche in dem weichen Sandsteinmaterial die Form der Schuppen sowie auch deren feine Struktur in sehr guter Erhaltung zeigen. Die Form der Schuppen läßt auf eine *Pinus*-Art schließen. Der eine Zapfen zeigt wenige Abdrücke von großen Schuppen, ist kurz und breit. Die Apophysen der Schildchen sind rhombisch und besitzen feine ausstrahlende Riefen. Besonders deutlich ist die horizontale Kielung beiderseits der Apophysen. Größe und Form des Zapfennegatives und die Form der Apophysen entsprechen *Pinus cf. monophylla*, welche heute in Arizona, Süd- und Mittelkalifornien auf sandig kalkigem Boden auch in rauheren Lagen gedeiht, trockenere und sonnige aber vorzieht.

Es findet sich auch noch ein zweites Negativ eines Pinuszapfens, welcher mehrere und kleinere Schuppen erkennen läßt, an diesen aber sehr ähnlich gestaltete Apophysen aufweist, wie *Pinus cf. monophylla*. Sie sind ebenfalls rhombisch, gekielt und gerieft, nur kleiner. Eine Ausfüllung des Abdruckes mit einer Kittmasse ergab ein sehr gutes Positiv der Schuppen mit den Apophysen, deren Form für *Pinus cf. halepensis* charakteristisch ist. Diese Pinusart kommt heute im Mittelmeergebiete vor. Es handelt sich demnach auch hier um eine wärmeliebende Art.

Während diese beiden Abdrücke im Sandstein ziemlich flach sind, zeigt ein anderes Negativ einer Pinusart weit mehr die Hohlform des Zapfens. Dieser ist klein, kegelig, schwach gekrümmt, die Apophysen der Schuppen deuten ebenfalls auf *Pinus cf. halepensis*.

Außer diesen Pinuszapfen befindet sich auch noch ein länglicher, schunaler Abdruck eines Koniferenzapfens in dieser Aufsammlung. Die flachen übereinanderliegenden Schuppen besitzen keine Apophyse, gehören daher einer *Abies* oder *Picea* an. Da die Schuppen an ihrem Rande flachbögig geformt sind, dürfte es sich, nach Größe und Form des Zapfens zu schließen, um *Picea cf. orientalis* handeln, die heute in Kleinasien, im Westkavkasus vorkommt, kontinentales Klima und lehmigen Sandboden beanspruchend.

Aus dem Sandstein von Wallsee sind einige verkalkte Koniferenzapfen in ihrer Form sehr gut erhalten. Sie sind ungefähr $3\frac{1}{2}$ bis $4\frac{1}{2}$ cm lang, messen an der breitesten Stelle 2 cm. Die flachen Schuppen haben keine Apophyse, zeigen aber den Abdruck einer sehr schmalen, über

die Fruchtschuppe hervorragenden Deckschuppe, welche unvermittelt am Rande der Fruchtschuppe des verkalkten Zapfens abbricht. Diese Merkmale deuten auf eine *Larix*-Art, die fädlichen, herausragenden Deckschuppen auf *Larix* cf. *Lyallii*, welche heute im nordwestlichen Nordamerika beheimatet ist und dort in Gebirgen vorkommt. In einer Proberöhre finden sich von der gleichen Konifere die unteren Teile der Deckschuppen, welche die charakteristischen fädlichen Fortsätze aufweisen. Sie dürften abgebröckelt und eingeschwemmt worden sein. Der Zapfen von *Larix* cf. *Lyallii* stimmt mit der Abbildung Taf. 19, Nr. 1 und 2, aus F. Unger „*Chloris protogaea*“ überein. Es finden sich auch hier die fädlichen Deckschuppen. Unger benennt den Zapfen *Elate austriaca*. Einige solcher wurden mit Koniferenholz im Tertiär von „Niederwallsee“ gefunden.

Außer diesen Zapfenresten von *Larix* cf. *Lyallii* finden sich im Sandstein von Wallsee auch verkieselte Aststücke, an deren Queranschliffen man Markstrahlen und Jahresringverlauf im Mikroskop sehr gut beobachten kann. Desgleichen zeigt der Opakilluminator (Erzmikroskop) an einem der Queranschliffe das typische Bild eines Laubholzquerschnittes mit sehr breiten, echten und feineren Markstrahlen (Abb. 1).

In der Mitte des Stückes ist ein unregelmäßiger Hohlraum, erfüllt von grobem Gesteinsmaterial.

Im Mikroskop beobachten wir im Querschliff ringporiges Holz mit auffallend schmalen Jahresringen, so daß die Ringporigkeit fast verschwindet. Die Gefäße sind sehr groß, dickwandig und in normaler Lagerung von rundem Querschnitt. Dies weist auf *Quercus cerris*, die Zerzeiche hin, welche heute durch Südeuropa bis Kleinasien und Spanien verbreitet und in unseren Gebieten auch im Wiener Walde anzutreffen ist. Der mikroskopische Tangentialschliff (Abb. 2) zeigt die typischen, sehr breiten Markstrahlen (im Bilde rechts) sowie stellenweise auch noch die Tüpfelung der Gefäße (im Bilde nicht sichtbar), ebenso Strangparenchym und Fasertracheiden. Im allgemeinen ist die Struktur der Elemente nicht mehr gut erhalten, immerhin aber charakteristisch genug, um diesen Rest als *Quercocoxylon cerris* bestimmen zu können.

Im Wallseer Sandstein fand sich noch ein zweiter verkieselter Holzrest, ebenfalls von unregelmäßigen Hohlgängen durchzogen, die mit grobem Gesteinsmaterial erfüllt sind. Vielleicht handelt es sich bei beiden Stückchen um Fraßgänge. Das Fossil zeigt sehr feine Jahresringe, im mikroskopischen Querschliff den typischen Bau eines Nadelholzes (Abb. 3), bestehend aus sehr gleichartigen, im Querschnitt fast rechteckig erscheinenden Tracheiden. Im Bilde verläuft ein Jahresring mit einer hellen Zone von Herbstholz, das aus schmalen abgeplatteten Zellen aufgebaut ist, sowie einer Zone lockerer Frühholzzellen. Der Querschliff ist von sehr feinen Markstrahlen durchzogen, die entweder nur wenige oder auch mehr Zellen hoch sind, wie aus Abb. 4 ersichtlich ist. Im Querschliff zeigt dieses Koniferenholz keine Harztaschen, wie etwa *Sequoia sempervirens*, wohl aber verstreut Harzzellen. Im Tangentialschliff (Abb. 4) ist Markstrahlparenchym zu erkennen, dessen Querwände glatt erscheinen, nur hier und da aber eine knotige Anschwellung erkennen lassen. Die Markstrahlen sind eine Zelle breit.

Im mikroskopischen Radialschliff zeigen die Markstrahlen kleine Tüpfel, drei bis vier in einem Kreuzungsfeld, in einem Winkel von 45° gegen die Horizontale geneigt und von ovaler Form. Es handelt sich nach dieser Beobachtung um Reste von *Glyptostrobus europaeus*, eine Konifere, die im Tertiär Europas häufig verbreitet war und heute in China heimisch ist.

Zusammenfassend ergibt sich aus diesem Fundmaterial, daß im Leithakalk von Kalksburg Abdrücke von Zapfen von *Pinus* cf. *monophylla*, *Pinus* cf. *halepensis* und *Picea* cf. *orientalis* erhalten sind, in den Wallseer Sandsteinen Steinkerne von *Larix* cf. *Lyallii* und verkieselte Holzreste von *Glyptostrobus europaeus* Heer und *Quercus* cf. *cerris* L.

Literatur.

Goeppert: Monographie der Koniferen. London 1850.

A. Henry and McIntyre: The swamp cypresses, *Glyptostrobus* of China and *Taxodium* of America with notes on allied genera. Proc. Royal Irish Acad., 1926, Bd. 37, Sect. B.

E. Hofmann: Verkieste Zapfen aus dem Tertiär von Leoben. Berg- u. Hüttenm. Jahrbuch., Bd. 76, Heft 4, 1928.

E. Hofmann: Verkieselte Hölzer aus dem Museum von Szombathely. Annales Comit. Castriferrei Sect. Hist.-Natur. A 1928, Szombathely.

E. Hofmann: Verkieselte Hölzer von der Vashegy-(Eisenberg-)Gruppe. Annales Sabarienses III. Szombathely 1929.

F. Unger: *Chloris protogaea*. Leipzig 1847.



Abb. 1



Abb. 2

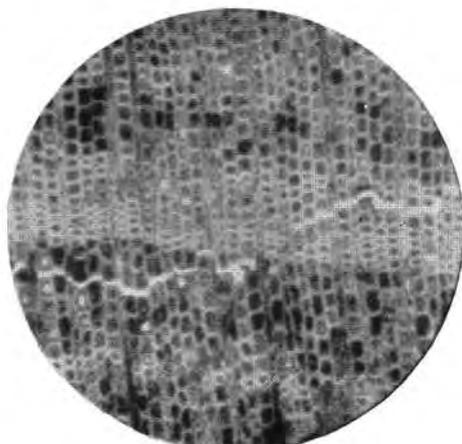


Abb. 3



Abb. 4

Abb. 1. *Quercocorylon cerris* (L.),
Querschliff, vgr. 76

Abb. 2. *Quercocorylon cerris* (L.),
Tangentialschliff, vgr. 480
(Rechts ein breiter Markstrahl sichtbar.)

Abb. 3. *Glyptostroboxylon europaeum* (Heer)
Hofmann, *nov. comb.*
Querschliff, vgr. 76

Abb. 4. *Glyptostroboxylon europaeum* (Heer)
Hofmann, *nov. comb.*
Tangentialschliff, vgr. 76

Zur Kenntnis jugendlicher Krustenbewegungen im Wiener Becken.

Von **Josef Stiny.**

(Mit 7 Textfiguren.)

Die Arbeit macht auf wenig bekannte Verbiegungen und Bruchsenken im Wiener Becken aufmerksam und betont nachdrücklich die Wichtigkeit der Beachtung jugendlicher Krustenbewegungen in Wissenschaft und Praxis.

Einleitung.

Unsere Kenntnis von der Entstehung und Weiterbildung des Wiener Beckens ist immer noch lückenhaft und umstritten, obwohl seit etwa achtzig Jahren eine lange Reihe von wissenschaftlichen Arbeiten den Gegenstand mehr oder minder eingehend behandelt haben. So lassen sich z. B. manche Erdkundler und Geologen nur schwer dazu bewegen, an die Fortdauer jener Vorgänge zu glauben, welche seinerzeit das Wiener Becken angelegt, mit Absätzen aufgefüllt und später der hereinbrechenden Eiszeit übergeben haben; diese Forscher halten mehr oder minder zähe daran fest, daß die gebirgsbildenden Bewegungen ebenso wie die Verstellungen an der Wende des Tertiärs im wesentlichen bereits vollzogen waren; Eiszeiten und geologische Gegenwart waren nach dieser Anschauung Zeiten vergleichsweiser Ruhe, vornehmlich der Schurfarbeit des Wassers und dem allgemeinen Massenabtrage gewidmet.

Diese Anschauungen könnte man allein schon durch den Hinweis auf die Erdbeben einschränken, welche bis in die jüngste Gegenwart herein in verschiedener Heftigkeit alljährlich bestimmte Teile des Gebietes erschüttern und zuweilen empfindliche Schäden anrichten (vgl. u. a. Suess E. 55a, Mayer Julius 34a, Meier O. 34b, Stiny J. 52a). Denn der Großteil der Erdbeben ist nichts anderes als die gewaltsame, Krustenschollen ruckweise verschiebende Auslösung von Spannungen, welche die langsam vor sich gehenden Gebirgsbildungen und Krustenbewegungen in der obersten Erdrinde immer wieder erzeugen. Viel eindruckvoller als diese mehr mittelbaren Beweise sind für die Mehrzahl der Fachmänner die unmittelbaren Feststellungen von jugendlichen, nachtertiären Störungsvorgängen im Wiener Becken; sie stammen von einer namhaften Reihe österreichischer und ungarischer Geologen; ich nenne nur die Namen von Bobies 1, Böckh 4, Friedl 8, Grund 18, Hassinger 19, 20, 21, Kober 28, Küpper 32, 33, Pavai Vajna 36, 37, Petrascheck 39, 40, 41, Schumann 49, Slanar 50, Stiny 52, 52a und Winkler 62. Es sei mir gestattet, den bisher bekannt gewordenen Tatsachen und Wahrscheinlichkeitsgründen, welche für eine bis in die geologische Gegenwart herein-

reichende Unruhe im Wiener Becken sprechen, einige neue hinzuzufügen. Meine Schilderungen gründen sich nicht bloß auf das einschlägige, im Anhange aufgezählte Schrifttum, sondern auch auf eine lange Reihe von Wanderungen, welche ich im Marchfelde, auf der Rauchenwarther Platte, in der Umgebung von Hainburg, Reisenberg, Mitterndorf, Moosbrunn usw. unternommen habe.

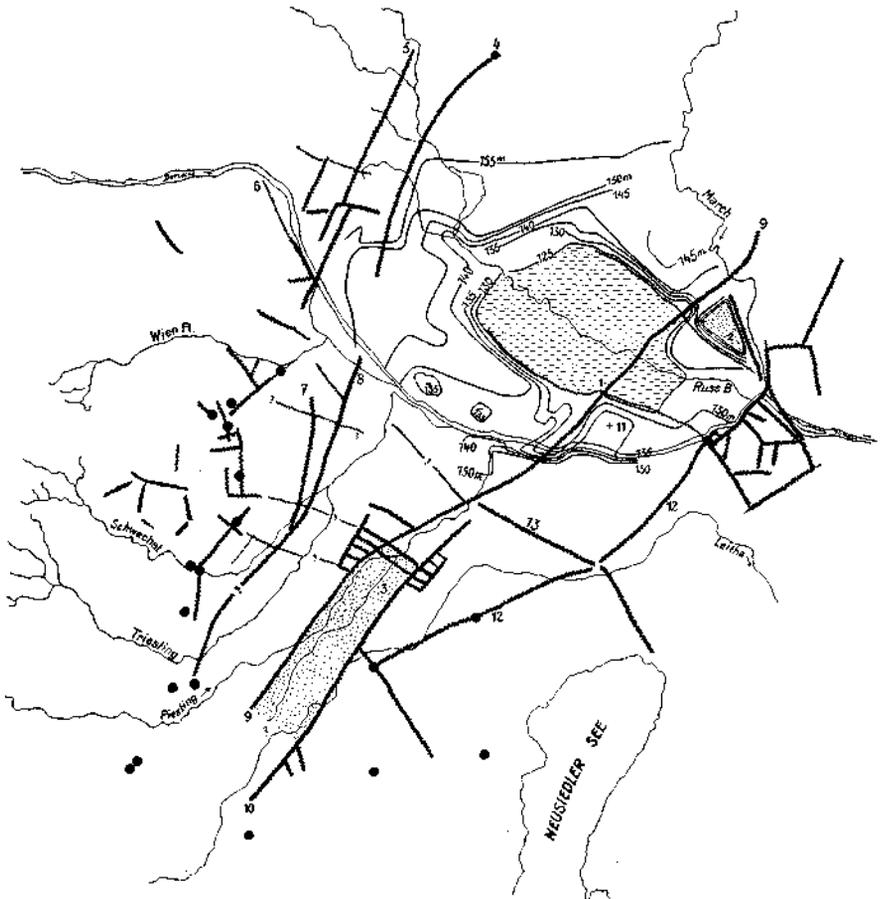


Abb. 1. Kärtchen der bisher bekanntgewordenen Störungslinien im Wiener Becken und in seinen Randgebieten.

1 = Quersenke von Lasse. 2 = Scholle von Schloßhof, höher als 150 m. 3 = Längssenke von Moosbrunn-Mitterndorf. 4 = Wolkersdorfer Linie. 5 = Hagenbrunner Linie. 6 = Donaudurchbruchlinie. 7 = Rolaustiedler Bruch. 8 = Maria-Lanzendorfer Verwurf. 9 = Lasse oder Moosbrunner Linie (Schwadortfer Linie). 10 = Wimpassinger Linie. 11 = Plötzarrücken von Eckartau. 12 = Mannersdorfer Linie. 13 = Gallhrunner Linie. Vollkreise = Heilquellen. Zickzacklinien = Störungstreifen.

Schon der Bericht des Ausschusses (65), welchen der Osterr. Ingenieur- und Architekten-Verein zur Untersuchung der Wiener Wasserfrage eingesetzt hatte, enthält Hinweise darauf, daß sich in der Gegend von Mitterndorf eine tiefe grundwassererfüllte Senke befindet und daß nördlich der Donau gleichfalls eine stark eingemuldete unterirdische Wanne und zwei

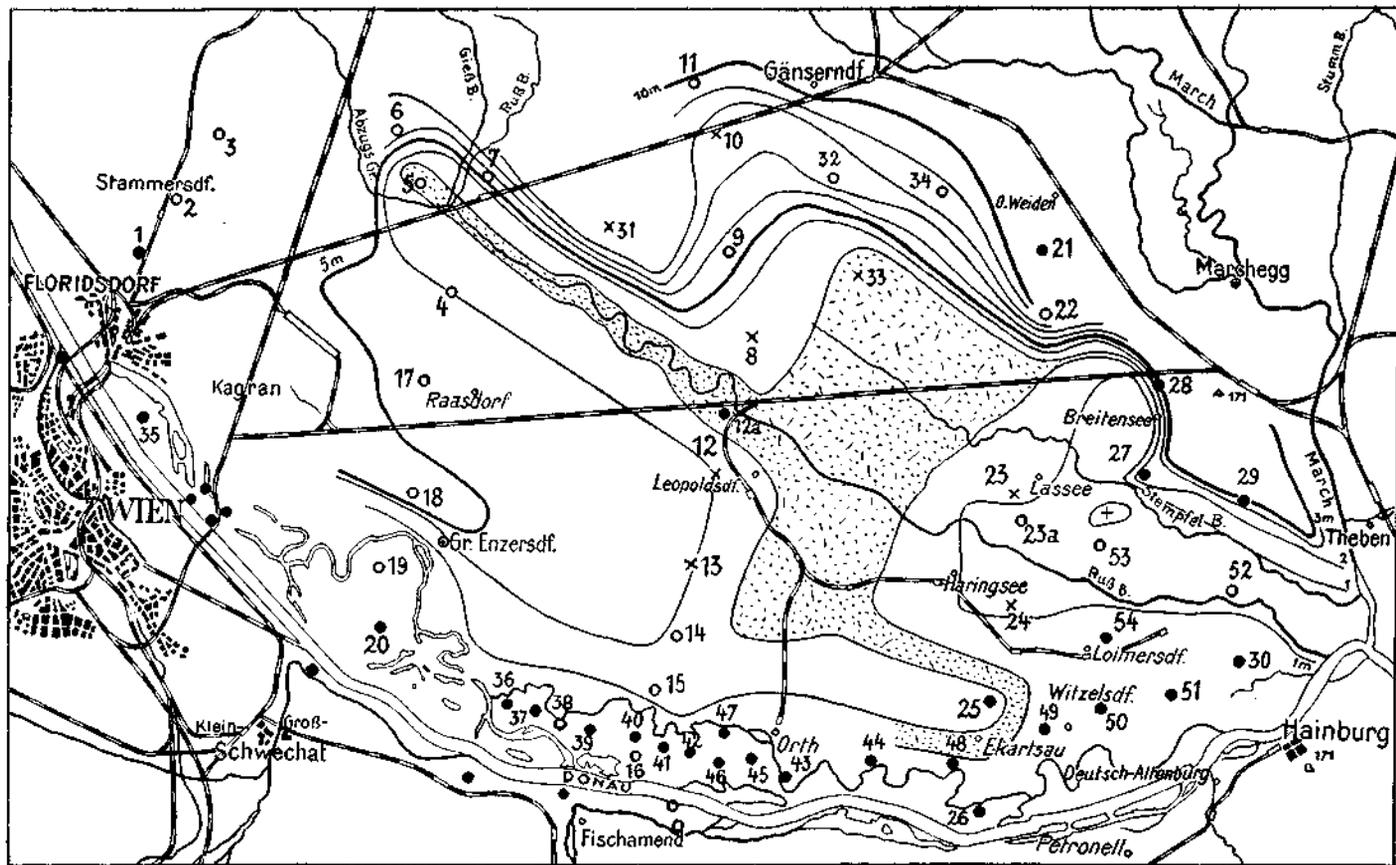


Abb. 2. Übersicht der Bohrpunkte im Marchfelde. Die Linien verbinden Punkte gleicher Tiefenlage des Grundwasserspiegels unter der Geländeoberfläche.
 × Bohrungen, welche das Tertiär nicht erreichten. ° Bohrlöcher, welche auf Tegelsande fruchtig wurden. • Bohrlöcher, welche auf Liegendtrog fruchtig wurden.

untertägige „Rinnen“ vorhanden seien. Ich bin diesen von technischer Seite stammenden Andeutungen, welche meines Wissens den Fachgeologen bisher unbekannt geblieben sind, näher nachgegangen. Der Vorstand der städtischen Wasserwerke, Herr Oberbaurat Ing. Schönbrunner, förderte meine Bestrebungen sehr, indem er mir in der liebenswürdigsten Weise Einblick in die Bohrungen gewährte, welche im vorigen Jahrhundert zur Klärung der Wiener Wasserfrage im Wiener Becken ausgeführt wurden. Ich darf wohl auch an dieser Stelle Herrn Oberstadtbaurat Ing. H. Schönbrunner für sein verständnisvolles Entgegenkommen besten Dank sagen und ebenso den Bauräten der städtischen Wasserwerke Herren Doktor Ing. Jenikowsky und Ing. Candido, die mich in vielen Punkten werktätig unterstützten.

1. Das jugendliche Senkungsgebiet im Marchfelde

Das Marchfeld ist mit einem ziemlich engmaschigen Netze von Flachbohrungen überspannt; von ihren Ergebnissen seien tieferstehend nur jene angeführt, welche für die Schlußfolgerungen der vorliegenden Arbeit von besonderer Wichtigkeit sind. Die Bohrorte gehen aus dem Kärtchen 2 hervor.

Lage der Oberfläche der Tertiärablagerungen im Marchfelde nach den Ergebnissen der Bohrungen.

Nummer der Bohrlöcher	Seehöhe			Lage des Grundspiegels unter der Geländeoberfläche
	der Geländeoberfläche	des Grundwasserspiegels	der Tertiär-oberfläche	
1. Groß-Jedlersdorf . . .	162·70	156·70	151·40	6·80
2. Stammersdorf	167·08	157·08	—	10·00
3. Gerasdorf	185·48	163·49	177·19	22·00
4. Deutsch-Wagram . . .	156·72	152·72	144·38	4·00
5. Deutsch-Wagram . . .	157·79	155·14	141·59	2·05
6. Deutsch-Wagram . . .	163·00	156·30	150·60	6·70
7. Helmahof	163·12	—	153·15	—
8. Ober-Siebeubrunn . .	151·05	147·40	—	3·65
9a. Siedlichfür	153·17	147·97	127·57	5·20
10. Straßhof	164·28	156·58	—	7·70
11. Zuckermantel	164·52	154·72	153·62	9·80
12. Leopoldsdorf	151·65	147·65	—	4·00
12a. Leopoldsdorf	150·22	147·62	94·62	2·60
13. Frauensdorf	151·10	{ 146·80 145·80 }	—	{ 4·20 am 16. 4. 1893 5·30 am 15. 6. 1893
14. Mannsdorf	150·62	147·62	140·42	3·00
15. Mannsdorf	150·59	146·09	138·49	4·50
16. Mannsdorf	150·09	147·99	139·79	2·10
17. Raasdorf	157·14	{ 152·64 151·24 }	143·94	{ 4·50 am 20. 5. 1893 6·00 am 10. 5. 1893
18. EBlug	155·83	150·58	146·93	5·25
19. Lobau	153·72	151·57	142·82	2·15
20. Lobau	153·54	149·74	134·34	3·80
21. Ober-Weiden	160·73	147·33	148·83	13·40
22. Schönfeld	154·32	144·32	140·62	10·00

Nummer der Bohrlöcher	Seehöhe			Lage des Grund- spiegels unter der Geländeoberfläche
	der Gelände- oberfläche	des Grund- wasser- spiegels	der Tertiär- oberfläche	
23. Lasseo	144·81	143·76	—	1·05
23 a. Rußbach bei Lasseo	144·92	144·00	37·77	0·92
24. Haringsee	144·78	143·68	—	1·10
25. Eckartsau	144·49	140·69	133·99	3·80
26. Eckartsau	144·78	143·23	134·18	1·55
27. Lasseo	145·42	142·42	133·12	3·00
28. Breitensee	148·17	141·87	137·57	6·30
29. Groissenbrunn	149·17	146·72	145·17	2·45
30. Engelhartstetten	141·43	139·18	126·63	2·25
31. Markgräfensiedl	163·05	153·82	—	9·23
32. Stripfing	154·11	146·39	133·31	7·72
33. Ober-Siebenbrunn	149·70	147·50	—	2·20
34. Weikendorf	156·65	147·95	142·55	8·70
35. Wien, Jedlese	159·17	155·57	152·37	3·60
36. Schönau	152·49	149·04	139·39	3·45
37. Schönau	152·20	149·48	131·90	2·75
38. Schönau	152·00	148·40	133·55	3·60
39. Schönau	151·36	149·51	133·56	1·85
40. Schönau	149·70	146·39	139·79	3·40
41. Mannsdorf	149·64	147·04	137·89	2·60
42. Mannsdorf	149·40	146·60	137·30	2·80
43. Orth	147·50	145·20	129·20	2·30
44. Orth	147·10	143·95	135·60	3·15
45. Orth	148·37	146·22	136·27	2·15
46. Orth	147·69	146·99	137·19	0·70
47. Orth	148·66	146·26	130·91	2·40
48. Eckartsau	146·26	144·56	135·36	1·70
49. Witzelsdorf	144·05	142·15	129·25	1·90
50. Witzelsdorf	142·30	141·85	131·85	0·45
51. Stopfenreuth	142·55	141·40	130·05	1·15
52. Engelhartstetten	141·10	140·47	128·00	0·63
53. Engelhartstetten	143·39	142·85	131·49	0·44
54. Loimersdorf	143·44	142·00	128·30	1·44

In dieser Hinsicht sind jene Ziffern nicht ohne weiteres vergleichbar, welche die Lage des Grundwasserspiegels angeben; sie sind zu sehr verschiedenen Zeiten erhoben worden; dabei schwankte der Grundwasserstand in einem und demselben Jahre im Marchfelde sehr beträchtlich (in Raasdorf z. B. um rund 1·5 m während der dortigen Arbeiten!).

Ich habe die Bohrpunkte in das Kärtchen 1 eingetragen und versucht, den Verlauf der Oberfläche des Jungtertiärs durch Höhenschichtenlinien darzustellen; die Deckhülle der eiszeitlichen und noch jüngeren Ablagerungen ist dabei fortgedacht. Hält man neben dieses Kärtchen ein zweites (z. B. Kartenblatt Wien 1:200.000), welches die gegenwärtigen Oberflächenformen des Marchfeldes wiedergibt, dann kann man die Gestaltung des tertiären Untergrundes dem gegenwärtigen Formenschatze unmittelbar gegenüberstellen.

Der Vergleich des obertägigen Landschaftsbildes mit dem unterirdischen Verlaufe der Pliozänoberfläche ergibt überraschenderweise einen ähnlichen Grundzug.

Bei Marchegg erhebt sich eine dreieckige Flur, welche das vom Feldherrn Prinz Eugen im barocken Stile erbaute Schloß Hof trägt. Genau nach den Umrissen dieser Dreiecksplatte tauchten pontische Tegel aus jüngerer Umrahmung heraus. Westlich bis südwestlich dieser Flur liegen drei Ortschaften, deren Namen auf „see“ enden: Breitensee, Lasseer und Haringsee. Ihr Gebiet war bis in die neueste Zeit versumpft und mit Tümpeln bedeckt. Die genannten drei, wiederholten Überschwemmungen sehr ausgesetzten Orte sind auf einer Linie aufgereiht, welche SW-NO streicht; ihre Fortsetzung slowakeiwärts läuft haarscharf mit dem gegen NW gewendeten Steilrande der Schloßhofer Platte gleich und zieht knapp an ihm vorüber.

Die Fortsetzung dieser Linie — wir wollen sie vorläufig der Abkürzung halber nach dem auf ihr liegenden Hauptorte „Lasseer Linie“ nennen —, streicht durch eine Furche des tertiären Untergrundes über Kroatisch-Haslau gegen Schwadorf; sie wird hier zur bekannten Störungslinie (vgl. besonders Friedl 8), welche über Ebergassing, Gramatneusiedl und Moosbrunn gegen Ebreichsdorf zieht („Moosbrunner Linie“). Wir werden später in anderem Zusammenhang auf diese Linie zurückkommen.

Südöstlich der Linie Moosbrunn—Lasseer gibt Friedl (8) einen Streifen jugendlicher Aufwölbung an (Sattelstreifen). Ihm entspricht im abgedeckten unterirdischen Hochbilde (Kärtchen 1) der Pliozänsporn, welcher vom Ellender Wald ausstrahlt, die Donau übersetzt und in der Gegend des heutigen Eckartsau mit nach NO blickendem Steilabfalle an die Auslappung der Senke von Lasseer grenzt. Jenseits des „Senkungsfeldes“ taucht dann das Hochgebiet von Schloßhof einpor.

Der tiefste, durch eine Bohrung erschlossene Punkt der Lasseer Senke, so wollen wir sie kurz nennen, liegt südwestlich von Lasseer in 63·22 m Seehöhe und 81·7 m tief unter der heutigen Geländeroberfläche. Ob dieser Punkt der tiefste in der Senke überhaupt ist, kann aber nicht behauptet werden, da die meisten Bohrlöcher im Gebiete des Senkungsfeldes in den jungen Marchfeldschottern stecken blieben. Man hat aber den Eindruck, daß die SW-NO-Linie Haringsee—Lasseer—Breitensee tatsächlich ein Tiefenstreifen in der Senke selbst sei. Damit stimmt aufs beste das Bild der Tiefenlage des Grundwasserspiegels überein, die im Kärtchen 2 festgehalten wurde; es zeigt aufs deutlichste, daß der Grundwasserspiegel nirgends im ganzen Marchfelde so seicht liegt, wie in der Umgebung der drei Ortschaften auf „see“ Haringsee, Lasseer und Breitensee; daß von hier ein feuchter Lappen zum Mündungswinkel der March zieht, wird sicherlich durch die Auen des Ruß- und Stempfelbaches bedingt und hat mit Senkungen nicht mehr viel zu tun.

Der äußere Umriß der Wanne von Lasseer geht aus dem Kärtchen 1 unmittelbar hervor. Er ist im großen und ganzen rechteckig; ihre längere Achse, obertags etwa durch den Unterlauf des Rußbaches gekennzeichnet (Zufall oder ursächliche Bedingtheit?), weicht nicht sehr stark von der „Donaudurchlinie“ ab, auf deren Vorhandensein, wenn ich nicht irre, am klarsten und entschiedensten Schaffer und Hassinger (21) hin-

gewiesen haben. Der Längsachse des Senkungsfeldes folgen im NW und SO zwei Ausstülpungen der Wanne, die wie versenkte und ertrunkene Talstücke des heutigen Rußbaches aussehen. Der Wannenlängsachse laufen die Ränder und Steilanstiege im SW und NO gleich; auch diese Erscheinung kann kein bloßer Zufall sein. Im SO, jenseits der Donau, werden gleiche oder ähnlich gerichtete Störungen obertägig sichtbar. Mit anders verlaufenden Baulinien zu einem engmaschigen Netze zusammengeflochten, zerlegen sie die alte, vorkreidische Unterlage des Gebietes in einzelne Schollen, die verschieden kräftig emporgehoben wurden; als Zeugen der ungleichen Höferschaltung trägt die Schollenlandschaft der „Hainburger Berge“ jungpliozäne Schotter („Laaerbergschotter“ Schaffers) in recht abweichenden Höhenlagen (z. B. am Braunsberg in 244, am Hundsheimer-Berg in etwa 470 m Seehöhe). So schließt ein weithin auffallendes, landschaftlich überaus reizvolles „Hochgebiet“ mit aussichtsreichen „Horsten“ die Senke von Lasseo im SO ab.

Ganz unscharf und ohne Kenntnis von Schürfergebnissen völlig unerkennbar ist die Grenze des „Tegeltiefs“ im N. Man könnte zwar vermuten, daß die Hangabfälle bei Raggendorf (Galgenberg, 225 m; SO—NW), bei Pillichsdorf (Herrnberge; WNW—OSO) und Eibesbrunn-Groß-Ebersdorf (O—W) gestaffelt hintereinander liegenden Störungen entsprechen, die eine ältere „Großwanne“ einrahmen, und daß in diese letztere die Quersenkung von Lasseo in jüngerer Zeit eingebault worden sei; doch fehlen für diese Annahme, so wahrscheinlich sie auch sein mag, vorläufig noch strengere Beweise. Viel klarer treten die Querstörungen hervor, welche bei Stetten-Enzersfeld (Sattel 215 m mit Straßenkreuzung) und bei Klein-Enzersdorf-Hagenbrunn (Sattelhöhe etwas über 220 m) auf fallende Senken im Flyschzuge Bisamberg (360 m)-Donaubrunn (355 m) eingekerbt haben; das Vorhandensein letzterer Linie, die übrigens in sehr merkwürdiger Weise dem Absturze des Bisamberges nördlich von Strebersdorf gleichgeht, haben letzthin H. Küpper und A. C. Bobies (33) in sorgfältiger Feldarbeit nachgewiesen.

So wird die Untertagwanne von Lasseo im NW von keinem Hochgebiete so unmittelbar abgeriegelt wie im SO, sondern erst in weiter Ferne und anscheinend ohne inneren Zusammenhang abgelöst durch den Hochstreifen des Bisamberges. Von den vorerwähnten zwei Einsattlungen abgesehen, verrät aber kein Zug im Landschaftsbilde dieses Teiles der Beckenumrahmung, daß Vorläufer oder Nachfahrer der Senkung gebärenden Störungen oder diese selbst den Beckenrand erreicht und zu seiner Gliederung beigetragen hätten.

Die Querachse der Marchfeldwanne haben wir schon weiter oben kurz erörtert. Ihre Himmelsrichtung stimmt mit jener der Senkenränder im NW und SO so genau überein, wie die Wannenborde im NO und SW dies hinsichtlich der Längsachse tun. Nur steigt der Muldenrand gegen NW und SO anscheinend viel sanfter auf als gegen NO und SW; worauf diese Ungleichheit des Verhaltens der beiden Paare einander gegenüberliegender Wannenränder zurückzuführen ist, kann mangels weiterer Aufschlüsse und wegen des dadurch bedingten geringen geologischen Einblickes in den Aufbau des Gebietes schwer gesagt werden. Unterstrichen muß aber nochmals die Tatsache werden, daß die Wannen-

grenzen im NW und SO der Querachse gleichlaufen. Und diese stülpt ähnlich wie die Längsachse, nur in anderer Richtung ihrerseits wiederum Furchen aus; eine derselben haben wir bereits hervorgehoben; die andere streicht über Marchegg ins Vorland der Karpathen. Die Querachse des Lasseer Senkungsfeldes fügt sich ausgezeichnet in die Gruppe der Störungen ein, welche das Wiener Becken im O und W begrenzen; die Teilinien dieser Scharen von Verwerfungen und Verkrümmungen sind teils schon länger bekannt, teils von Friedl (7, 8), Vettters (60, 61) und Petrascheck (39) neu beschrieben oder besonders hervorgehoben worden; ihnen laufen Störungen im Innern des Beckens gleich (Maria Lanzendorfer Verwurf u. a.).

Die „Längsstörungen“ des Wiener Beckens kreuzen sich bekanntlich mit den „Querstörungen“ unter annähernd rechten Winkeln. Dadurch zerfallen nicht bloß die Beckenränder in einzelne Streifen und Schollen, welche mengen- und armmäßig verschieden verstellt wurden, sondern auch das Beckeninere wurde in einzelne „Felder“ zerlegt, die sich den Krustenbewegungen gegenüber mehr oder minder abweichend verhielten. Ein solches „Feld“ im geologischen Sinne scheint auch die unterirdische

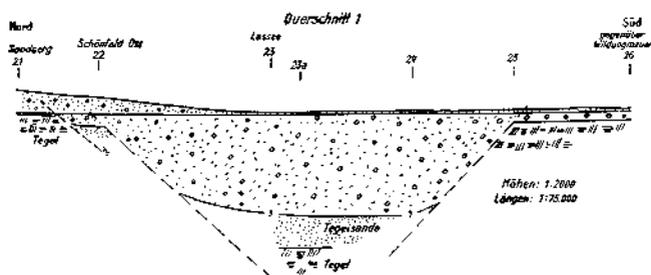


Abb. 3. Querschnitt durch die Senke von Lasseer.

Wanne von Lasseer zu sein. Denn es fallen nicht nur die Grenzen des „Feldes“ ihrer Richtung nach mit bekannten Störungslinien des Wiener Beckens zusammen, sondern es kann seine Form überhaupt durch keinerlei anderen geologischen Kräfte zureichend erklärt werden. Wie könnte z. B. durch Wasserschurf im pontischen Tegel oder Tegelsande eine Vertiefung „ausgekolkt“ werden, welche achtzig und mehr Meter unter die Tegeloberfläche der Umgebung hinabreicht? Derartig tiefe Kolke kennen wir nur von engen Stromschluchten, z. B. von jener der Donau im Engpasse von Kasan und im „Eisernen Tor“. Wannen von zehn und mehr Kilometer Breite wie bei Lasseer vermag auch der größte Wasserlauf nicht auszudrechseln, namentlich wenn die Geländeoberfläche so flach verläuft wie im Marchfelde es seit der pontischen Zeit wohl immer der Fall war. Auf eine bauplanmäßige Anlage der Senke weist übrigens auch ihr Querschnitt hin (Abb. 3).

Alle Schnitte, welche man etwa zwischen den Orten Groß-Enzersdorf und Stopfenreith in nordöstlicher Richtung quer über die Senke legt, zeigen im allgemeinen ein Abstoßen des blauen, an Sandlagen ärmeren pontischen Liegendtegels gegen die sandreichen, etwas jüngeren „Tegelsande“. Das lehrt u. a. auch ein Blick auf das Kärtchen 2; es zeigt nicht

nur auf, wie weitgehend trotz aller Ungenauigkeit und Unvergleichbarkeit der zur Verfügung stehenden Grundwasserstand-Ablesungen Spiegel-tiefe unter der Geländeoberkante und Untertagswanne einander abbilden, sondern stellt auch in übersichtlicher Form die für die gegenständliche Untersuchung allein wichtigen Ergebnisse der Probebohrungen dar.

Die merkwürdige Wanne von Lassee ist mit eiszeitlichen Schottern erfüllt; Kies- und Sandlagen, seltener Einlagerungen von lehmigen Sand herrschen vor. Die Ausfüllung der untertägigen Mulde kann am besten erklärt werden, wenn man sich vorstellt, daß sie auf langsam sinkendem Boden erfolgte. Das Alter der Schotter deutet darauf hin, daß die Bewegungen während der Eiszeit erfolgten und vermutlich bis in die geologische Jetztzeit hereinreichten. Für die lange Fortdauer der Absenkung des Wannensbodens spricht ja die Versumpfung des Geländes von Lassee, Breitensee und Haringsee; sie ist der letzte Rest einer einst weit ausgedehnten Vernässung, ja vielleicht eines größeren Sees, welcher erst verhältnismäßig spät durch den Rußbach verlandet wurde (vgl. auch den Längenschnitt Abb. 4). Ein klein wenig jünger oder wirkungsvoller scheint der Sattelstreifen von Eckartsau-Flurendreieck zu sein; denn er beeinflusst augenscheinlich Umriß und Gefäßform der Untertagswanne.

Wir hatten mithin völlig recht, wenn wir, der endgültigen Schlußfolgerung vorgreifend, bereits zu Anfang unserer Ausführungen von einer

Längenschnitt (3)

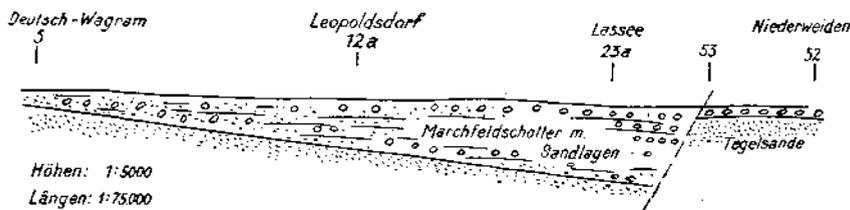


Abb. 4. Längenschnitt durch die Senke von Lassee.

„Senke“ von Lassee und von einem „Senkungsfelde“ sprachen. Damit sind Vermutungen des scharfsinnigen Forschers Slanar (50) bestätigt worden; dieser spricht auf S. 12 seiner bezogenen gründlichen Arbeit vom „merkwürdigen, vielleicht auch tektonisch geformten Flurendreieck von Schloßhof“ und ahnt bereits eine „tektonische“ Anlage der „tiefen Einbuchtung“ der Niederflur, in der Ober-Siebenbrunn liegt, wengleich er es begreiflicherweise nicht wagt, sich endgültig für diese Erklärungsart zu entscheiden.

2. Der Senkungsstreifen von Mitterndorf an der Fischa.

Wir hatten im Marchfelde ein jugendliches Senkungsfeld kennengelernt, das sich quer über das Wiener Becken legt. Südlich der Donau ist ohne unmittelbaren Zusammenhang mit ihm in die sogenannte „nasse Ebene“ nördlich des eigentlichen „Steinfeldes“ ebenfalls ein Tiefgebiet der Tegellunterlage eingewannt. Im Gegensatz zum Senkungsfelde nördlich

der Donau zeigt jenes südlich des Beckenstromes eine langgestreckte Gestalt, weist geringere Breite auf und ist in die Richtung der Längsachse des Wiener Beckens eingeordnet.

Die Begrenzung dieses etwa 4—5 km breiten Senkungstreifens kann nur längs seines Ost- und Westrandes einigermaßen genauer angegeben werden (vgl. Kärtchen 1); zu einer Abgrenzung im NO (N) und SW (S) reichen die mir bekannt gewordenen Ergebnisse von Bohrungen bei weitem nicht aus. Ich habe daher auch von dem Versuche Abstand nehmen müssen, Schichtenlinien der Tertiäroberfläche zu zeichnen; ihr Verlauf wäre mit noch weit größeren Unsicherheiten behaftet gewesen wie jener in der Wanne von Lassee.

Die Ausfüllung des gegen O (OSO) und W (WNW) steilbordig eingesunkenen Streifens bilden Steinfeldschotter, welche bei Mitterndorf mehr als 65·55 m (entsprechend 119·54 m Seehöhe), bei Moosbrunn an einer Stelle 64·8 m tief unter die heutige Geländeoberfläche hinabreichen. Der lange „Grundwassertrog“ von Mitterndorf, den der Wasserversorgungsbericht (65) bereits erwähnt, steht also vermutlich dem Grundwassersee des Marchfeldes an Tiefe kaum nach.

An eine andere Entstehung als durch jugendliche Krustenbewegungen kann beim Troge von Mitterndorf noch weniger gedacht werden als beim Senkungsfelde von Lassee; es bleibt hier nur der Schluß übrig, daß der Senkungstreifen von Mitterndorf durch Einbruch oder Einbäulung während der Eiszeit und der geologischen Gegenwart entstanden sei.

Auch hier stellen wir im Tiefengebiete eine bis in die neueste Zeit hereinreichende Versumpfung fest. Die Ortschaft Moosbrunn trägt auch heute noch ihren Namen zu Recht; denn südlich und südwestlich des Dorfes dehnen sich jetzt noch kleinere Niedermoore aus, die im Frühjahr der Schrei des Kiebitz belebt; gewaltige Flächen um Mitterndorf, Mariental und Moosbrunn sind allerdings in den letzten Jahrzehnten seit Maria Theresia entwässert und der landwirtschaftlichen Benutzung zugeführt worden. Daß sich die Vernässung nicht bis zur „Seen“-Bildung steigerte wie im N, mag vielleicht darin seinen Grund haben, daß weit-aus wasserreichere, mit stärkerer Stoßkraft begabte Flüsse das Gebiet durchziehen (Piesting, Fische-Dagnitz) und es rasch verlandeten.

Auf die Störungsbedingtheit des Senkungstreifens weist auch die Tatsache hin, daß seine Begrenzungslinien überall dort, wo sie mir bekannt geworden sind, Störungslinien des Wiener Beckens gleichlaufen.

Die westliche Begrenzung der Grabensenke von Mitterndorf ist durch eine Verwerfung gegeben, welche aus der Gegend des Artillerieschießplatzes in nordöstlicher Richtung über Ebreichsdorf gegen Moosbrunn streicht; hier wendet sie sich gegen NO und zielt auf die zuweilen von heftigen Erdbeben (Stiny 52a, O. Meier 34b) erschütterte Ortschaft Schwadorf; ihre weitere Fortsetzung trennt die Lasseer Senke in einen größeren nordwestlichen und kleineren südöstlichen Teil.

Im Knickpunkte der Schwadorfer Linie — wie wir sie der Kürze halber nennen wollen — kreuzt sie bei Moosbrunn eine unbedeutende, NW—SO gerichtete Querstörung; in ihrer Fortsetzung, bei der sogenannten „Moosmühle“ (später „Schumannwerk“), treten im sogenannten „Jesuiterbach“ (Jesuitengraben) an zahlreichen Punkten, insbesondere beim Turbinenhaus,

Gasblasen auf, welche das Bachwasser je nach dem jeweils herrschenden Luftdrucke usw. mehr oder minder lebhaft entbindet. Friedl (8), dem wir eine kurze Beschreibung der Schwadorfer Linie verdanken, meint, die „Gasquelle“ der Moosmühle hänge mit der Störung zusammen. Eine gemeinsam mit Herrn Stadtbaurat Dr. Ing. Jenikowsky durchgeführte Begehung ergab jedoch, daß ähnliche Gasaustritte auch in der Fischa zu beobachten sind, u. zw. besonders reichlich südlich Mariental in einer Entfernung von $\frac{3}{4}$ bis 1 km von der Einmündung des Jesuiterbaches. Grundwasserzudrang und Luftblasenaustritt gehen völlig Hand in Hand; letzterer ist die unmittelbare Folge des ersteren. Die im Laboratorium von Prof. Dr. L. Moser¹⁾ der Technischen Hochschule in Wien ausgeführten chemischen Untersuchungen der Gase ergaben:

	Probe I bei der Moosmühle [Volum-%]	Probe II Moosmühle Volum-%	Probe III Fischa oberhalb Volum-%	Probe IV Mariental Volum-%
Kohlendioxyd (CO ₂)	0	0	0	0
Sauerstoff (O ₂)	14.1	14.3	6.6	12.4
Kohlenmonoxyd (CO)	0	0	0	0
Wasserstoff (H ₂)	0	0	0	0
Methan (CH ₄)	0	0	0	0
Stickstoff (N ₂)	85.9	85.7	93.7	87.6

Da sich der Sauerstoff im Wasser leichter löst als der Stickstoff [100 Raumteile Wasser nehmen 34.9 Teile Sauerstoff und 65.1 Teile Stickstoff aus der Luft (79 Teile Stickstoff, 21 Teile Sauerstoff) auf], so entbindet das Wasser auch den Stickstoff rascher als den Sauerstoff, welcher reichlicher und länger vom Wasser gebunden bleibt. Die Gasblasen der Grundwasserauftriebe bei Moosbrunn und Mitterndorf sind also nichts anderes als sauerstoffarme, vom Wasser mitgerissene und aufgesaugte Luft. Die Abwesenheit von Kohlendioxyd, Kohlenoxyd, Schwefelwasserstoff, Wasserstoff und Methan beweist, daß aus der Tiefe stammende Gase an der Blasenbildung nicht beteiligt sein können.

Die knapp neben dem Jesuiterbach entspringende, etwa arundick sprudelnde „Marienquelle“ (Wasserwärme am 19. April 1928 10.2° C, am 19. Juni 1928 etwa 10.4° C) enthält keine oder nur sehr wenige Gasblasen. Ihre Härte beträgt 14.88 deutsche Härtegrade; die chemische Zusammensetzung zeigt nichts Auffallendes; der Gehalt an Salzen bewegt sich in mittleren Grenzen.

Die Gasblasenaustritte aus den Bächen bei Moosbrunn erklären sich mithin auf eine ganz natürliche Weise, die mit Erdrindenstörungen gar nichts zu tun hat. Die vom Grundwasser aufgesaugte und festgehaltene Luft muß dort, wo sich das kalte Untertagwasser wieder an die Oberfläche drängt und sich mit dem im Sommer wärmeren Flußwasser mischt, vom Wasser infolge der Erwärmung wieder teilweise freigegeben werden; und da Wasser den Stickstoff weniger kräftig festhält als den Sauerstoff, müssen die entweichenden Gase im Verhältnis zur Luft, die wir atmen, weniger Sauerstoff und mehr Stickstoff enthalten.

¹⁾ Für die Mitteilung der Ziffern schulde ich meinem leider zu früh verstorbenen Kollegen Dank.

Mit der Schwadorfer Linie laufen Klüfte gleich, welche in der bereits von Stur (53 a) beschriebenen alten Ziegelei westlich von Moosbrunn den Tegel durchziehen: sie streichen etwa gegen 50° NO und kreuzen eine zweite Schar von Ablösungsflächen, welche NW—SO streichen und zu einer anderen Gruppe von Baulinien gehören, die später besprochen werden sollen. Ähnliche Klüftflächen und kleine SW—NO streichende Störungen beobachtet man auch in der tertiären Schichtfolge des Zeiselberges. NNO-SSW-Klüfte durchziehen auch die grünlichen pontischen Tegel am Südsturze des Goldberges bei Reisenberg.

Die zahlreichen Grundwasseraustritte, welche die von weit her kommenden Flüsse Piesting, Triesting usw. auffüllen und neue Wasserläufe, wie den Jesuitengraben u. dgl. entstehen lassen, hat man im ganzen älteren Schrifttume, Kleb (26) nicht ausgenommen, damit erklärt, daß bei Moosbrunn usw. die Tegeloberfläche sich emporhebe und, den Durchflußquerschnitt verengend, das Grundwasser an die Oberfläche dränge. Die vorliegenden Untersuchungen haben gezeigt, daß das Gegenteil der Fall ist; die Oberfläche der pontischen Ablagerungen taucht — wenigstens im Bereiche des Mitterndorfer Senkungstreifens — tief hinab und kann unmöglich die reichlichen Grundwasseraustritte hervorrufen. Die Ursache der zahlreichen Grundwasseriesel ist vielmehr eine andere; die Schwemmenebenen der Flüsse, die aus dem trockenen Steufelde und seinen Randgebieten kommen, haben ein kleineres Gefälle als die Schwemmkegel weiter im S und SW; es muß sich daher der Grundwasserspiegel nach N zu der Tagoberfläche mehr und mehr nähern und auf ausgedehnten Strecken mit der Geländeoberfläche — wenigstens in der nassen Jahreszeit — schneiden. Dazu kommt die Verfeinerung der Baustoffe des Grundwasserführers selbst; es schalten sich Linsen und ausgedehnte, mächtige „Platten“ von Sanden und lehmigen Sanden ein, deren Begrenzungsflächen gegen N oder NO fallen und häufig Bereiche mit gespanntem Wasser — allerdings mit geringem Überdrucke — erzeugen. So nähern sich, von ganz anderer Grundlage ausgehend, meine Auffassungen einem Satze Hassingers (21, S. 168, sechste Zeile von oben).

Die nördliche, bzw. nordnordöstliche Begrenzungslinie vermag ich mangels geeigneter künstlicher Aufschlüsse nicht genau anzugeben. Ich vermute nur nach verschiedenen Anzeichen, daß die Schotterwanne längs einer Linie Mariental—Reisenberg ihr Ende findet; so erklärt sich am ungezwungensten der eigenartige, gerade Südwestabsturz des Goldberges bei Reisenberg; man könnte diese Verwerfung als Moosmühllinie bezeichnen. Nördlich der Moosmühllinie nähert sich die Tegeloberfläche wieder bis auf wenige Meter dem Tage (5 bis 6 m); es ist möglich, daß dieser Aufstieg des Untergrundes staffelähnlich erfolgt, wie dies das Kärtchen 1 andeutet; doch fehlen dafür bis jetzt Beweise.

Besser bekannt ist dagegen die östliche (südöstliche) Beckeneinrahmung. Sie streicht aus der Gegend von Neufeld, wo sie ein von Schaffer, W. Petrascheck (39, 41) u. a. beschriebenes Verwurfbündel bildet, über Wimpassing gegen die Hinterbergäcker westlich des Goldberges bei Reisenberg. Von hier dürfe die Störung die Richtung gegen Schwadorf zu einschlagen; ob sie sich bei Schwadorf mit der Schwadorfer Linie vereinigt oder schon früher erlischt, bleibt unsicher; ein all-

mähliches Abklingen in der Strecke nördlich von Mitterndorf wäre nicht unwahrscheinlich. Die Wimpassinger Linie — so wollen wir sie zur rascheren Verständigung vorübergehend nennen — stellt bis nördlich von Wampersdorf vermutlich die östliche Randstörung des Wiener Beckens dar. Nördlich von Wimpassing (westlich von Deutsch-Brodersdorf) ändert sie ihre Beschaffenheit; sie wird zu einer Baulinie des Beckeninnern. Die eigentliche Fortsetzung der Randstörung aber dürfte ablösungsweise eine Linie sein, welche von Ungarisch-Brodersdorf (Heilquelle!) über Mannersdorf nach Bruck a. d. Leitha zieht („Mannersdorfer Linie“); bewahrheitet sich diese Auffassung, dann bestätigt sich auch

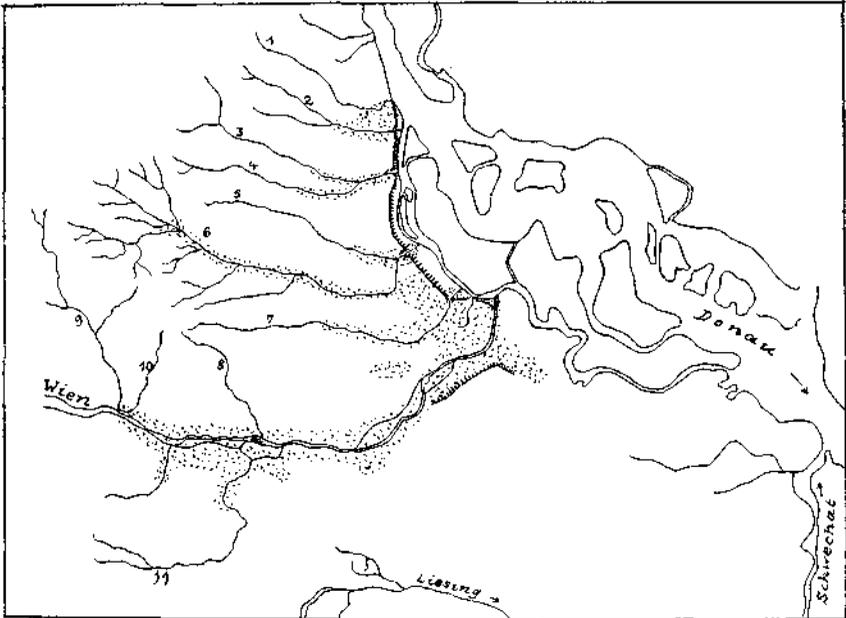


Abb. 5. Verteilung der Nahschotter (Plattelschotter) im Weichbilde von Wien; nach den Angaben von E. Suess und F. X. Schaffer gezeichnet.

1 = Schreiberbach. 2 = Nesselbach. 3 = Arbesbach. 4 = Krottenbach. 5 = Währingerbach. 6 = Alserbach. 7 = Ottakringerbach. 8 = Ameisbach. 9 = Halterbach. 10 = Rosenbach. 11 = Lainzerbach. Punkte = Verbreitung des Plattelschotter.

hier wieder die Erfahrung, daß selbst die größeren Störungen unserer Erdrinde sich meistens aus kurzen Stücken zusammensetzen, die unter verschiedenen stumpfen Winkeln aneinanderstoßen; sie bilden so „freie Gelenke“, welche eine größere Beweglichkeit der Erdhant gewährleisten. Der Mannersdorfer Linie laufen Klüfte gleich, welche in der Sandgrube südöstlich von Götzendorf unter rund 87° — 88° bezeichnenderweise gegen NW einfallen.

Ich möchte den Mannersdorfer Verwurf zu den älteren, später weniger kräftig aufgeklebten Störungslinien rechnen. Die Strecke Neufeld—Wimpassing N ist aber noch im letzten Abschnitte der Erdgeschichte (vgl. auch Friedl 8) lebhaft tätig gewesen und hat sich an der Bildung des unterirdischen Troges von Mitterndorf mitbeteiligt; der jugendliche Sprung

ist dann in der Richtung nach Schwadorf weiter aufgerissen und ließ die ältere Randstörung von Mannersdorf rechts liegen.

Die Bildung des jugendlichen Senkungstreifens von Mitterndorf kann nur verstanden werden, wenn man ihn als einzelne Masche des verwickelten Störungsnetzes des ganzen großen Wiener Beckens betrachtet. Vielleicht hält mancher Fachgenosse derartige Erwägungen noch für verfrüht. Es dürfte aber voraussichtlich noch viele Jahrzehnte dauern, bis genaue, das ganze Wiener Becken samt seiner Umrahmung umfassende Aufnahmen und Karten großen Maßstabes vorliegen. Bei dieser Sachlage muß es wohl erlaubt sein, auf Grund zahlreicher eigener Wanderungen und unter Benutzung des Schrifttums weiter ausholende Betrachtungen anzustellen, selbst auf die Gefahr hin, daß die eine oder andere Einzelheit später eine Berichtigung oder Ergänzung erfahren kann. All unser wissenschaftlicher Fortschritt ist ja nur ein mit Irrtümern erkaufte Vorwärtstasten.

Hält man weiteren Ausblick, so gewahrt man vor allem, daß die Wimpassinger Linie beim Einbruche des Mitterndorfer Grabens westlich von Deutsch-Brodersdorf in das Beckeninnere hineinlaufen mußte, weil sich hier ja das Becken weckenartig zu verbreitern beginnt und das Maß der Zerrung hier zunimmt. Wimpassinger und Schwadorfer Linie aber stimmen ihren Richtungen nach recht gut überein mit gewissen Störungen im W, nämlich mit dem Rotneusiedler, Maria-Lanzendorfer (Leopoldsdorfer) und Leobersdorfer Bruch; über ihren Verlauf haben uns Arbeiten von R. Schumann (49), W. Petrascheck (39, 40, 41), Friedl (8) und anderen unterrichtet; meine Darstellung auf Kärtchen 1 folgt jener Auffassung, die mir die wahrscheinlichste dünkt; geologische Beweise fehlen uns derzeit noch.

Aus der Gegend von Bruck a. d. Leitha zieht eine Störungslinie in westnordwestlicher Richtung gegen Schwadorf („Gallbrunner Linie“). Ob sie hier erlischt, bleibt vorläufig unklar; auf jeden Fall verliert sie aber ein Stück weit an Sprunghöhe und Bedeutung; erst in der Gegend von Schwechat scheint sie wieder anzuleben und dann vielleicht mit der Donaudurchbruchlinie wesensgleich zu werden; es wäre aber auch möglich, daß sie sich gegen Inzersdorf fortsetzt und den Laaerberg im S begrenzt. So wird es verständlich, daß Schwadorf bereits oft der Oberflächennittelpunkt von Erdbeben gewesen ist; die „domähnliche“ jugendliche Aufspaltung des Gebietes mag allerdings zur Unruhe das ihrige beigetragen haben.

Es kann kaum Zufall sein, daß an dieser Linie bei Stixneusiedl und Gallbrunn sich ausgedehnte Flächen finden, welche heute noch unter der seichten Lage des Grundwasserspiegels leiden, Tümpel bergen und vor Ausführung der umfangreichen Entwässerungsarbeiten im vorigen Jahrhundert Sümpfe und Seefläche waren; bezeichnenderweise heißt eine Ortschaft hier „St. Margarethen am Moos“ und ein Ried bei Gallbrunn „Seegrund“. Die aufsteigende Platte des Ellender Waldes hat hier in junger Zeit die Wasser gestaut; sie fanden im Winkel zwischen den flachen Schwenmfächern der Leitha, des Reisenbaches und der Fische keinen Abfluß; am Eindringen in die Tiefe aber hinderten sie die Tegelsande, die hier überall seicht anstehen und beweisen, daß es sich in

diesem Raume um keine Aufsehüttungen an sich ziehende Senkung der Ebene von St. Margarethen, sondern um eine allgemeine Höhershaltung des nördlich vorgelagerten Landes handelt, bei welcher die Hochfläche des Ellender Waldes vorseilte, während die Steinfeldschotterebene zurückblieb. Die Auffassungen Hassingers (21, S. 168) stimmen mit meinen auf anderem Wege gewonnenen gut überein.

Es wäre denkbar, daß eine ähnlich verlaufende Störung dem Liesingbache zwischen Inzersdorf und Kledering den Lauf vorgezeichnet hat; diese Linie würde den eigenartig nach O vorspringenden Rücken des Wiener- und des Laaerberges begrenzen und in ihrer übrigens ganz strittigen Fortsetzung mit einem Ablösestapel Schwadorf treffen.

Jedenfalls aber hat die Gailbrunner Linie Begleitstörungen; viele derselben sind zwar ganz untergeordneter Art; sie äußern sich in Form unbedeutender Verstellungen in den Schichten, welche die vorhandenen

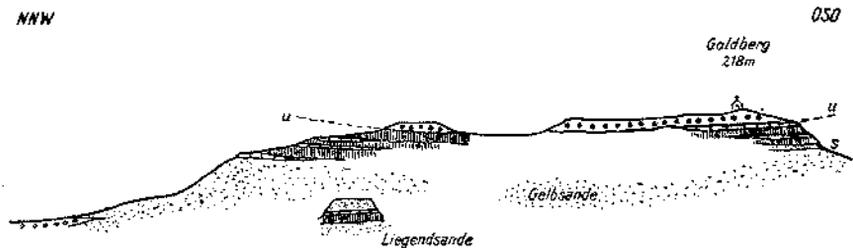


Abb. 6. Goldberg bei Reisenberg von Westen aus.

Vollkreise = pliozäne Braunschotter. Kästchen = Süßwasserkalke. Lotrechte Striche = steingrüne Tegel mit Einlagerungen von Mergeln und Süßwasserkalken, stellenweise auch von Tegelsanden. Punkte = Gelbsande (und Tegelsande). *U* = Ungleichförmigkeitsfläche. *S* = Sandstein. Eine nicht eingezeichnete Ungleichförmigkeit in der Ablagerung zieht auch unterhalb der Gelbsande zwischen diesen und den Süßwasserkalken durch (Schnittmitte).

Aufschlüsse entblößen, z. T. auch nur in geringfügigen Verbiegungen. Immerhin aber haben sie, mit den im allgemeinen weit kräftigeren SW-NO-Störungen zu einem Gitter vereint, die Formung der Landschaft um Gramatneusiedl unverkennbar in stärkstem Maße beeinflusst. Beiläufig sei erwähnt, daß im allgemeinen nur aus Beobachtungen in der tertiären Unterlage Schlüsse gezogen wurden; das Einfallen der eiszeitlichen und noch jüngeren Schichten, das Friedl (8) mit verarbeitet hat, schien mir für meine Ziele und nach meinem wissenschaftlichen Geschmacke zu wenig beweisend zu sein.

SO-NW-Störungen traf ich unter anderen in der alten Ziegelei von Moosbrunn, im Sattel zwischen Goldberg und Hochfläche 209 (O. A. Karte) bei Reisenberg, in Form von Klüften im Tegel ausgedrückt am Südbange des Goldberges u. a. a. O. Sie scheiden ferner drei Hügelrücken, welche sich nördlich von Reisenberg aus den Steinfeldschottern herausheben (vgl. Zeichnung 5). Der nördlichste davon ist der Zeiselberg, zugleich der niedrigste (182 m); sein Rücken fällt sanft nach allen Richtungen ab und verflößt allmählich mit der Eiszeitschotterplatte. Der mittlere, Reinspiegelberg genannt, hält sich auch hinsichtlich Höhe (191 m) und Lebendigkeit seiner Formen in der Mitte zwischen den dreien. Der südlichste (Goldberg, 218 m) ragt am höchsten empor; er trägt auf seinem Rücken die tertiäre, mit Braunschottern

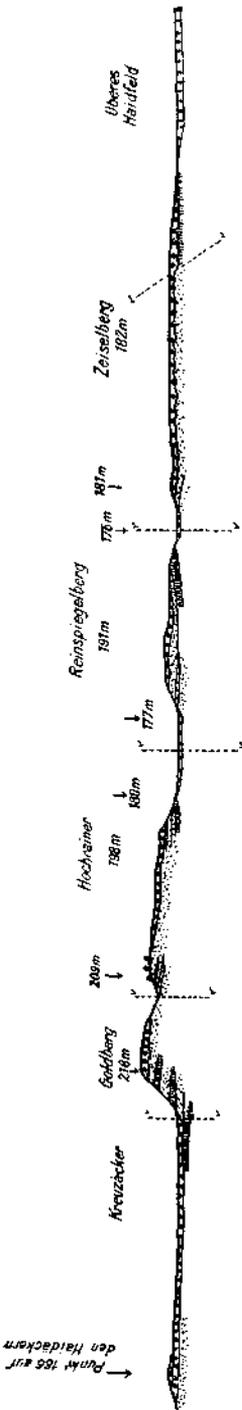


Abb. 7. Längenschnitt über die Hügelreihe des Goldberges bei Reisenberg. Längen 1:12.500, Höhen 1:4000.

Punkte = pontische Grolfsande und Tegelsande. Lotrechte Striche = steingraue Tegel mit Lagen von Süßwasserkalken usw. Kaskadenreihen = Süßwasserkalkplatten. Vollkreise = jungtertiäre Braunschotter. Ringelchen = Steinfeldschotter (Mißzeit bis geologische Gegenwart).

bestreute Altfläche noch ziemlich gut erhalten und zeichnet im S, W und N eine jugendlich aussehende, steil sich emporschwingende Seitenrißlinie in die Luft; im N wie im S künden Rutschungen die Regsamkeit des Neubausaumes rings um das Altland an. Im Bauplane vorgezeichnet muß auch der spitze Winkel sein, welchen im NW die Scholle des Goldberges längs einer Verwerfung mit jener des „Hochrainer“ (209 bis 198 *m*) bildet; der Goldberg ist eben um etwa 9 *m* oder etwas mehr höher emporgetragen worden als sein nördlicher Fortsatz. Nur an der Ostseite der drei Rücken verrät sich stärkerer Einfluß der Flußarbeit. Der geologische Aufnahmsbefund gibt der Annahme recht, daß der Zeiselberg vor längerer Zeit etwas emporgehoben oder aufgewölbt worden ist; der Abtrag hat hier schon Zeit gefunden, die Hänge „S“-förmig zu verflachen; oder es erfolgte hier die Höherhaltung so langsam, daß der Abtrag völlig Herr der Lage blieb. Am spätesten oder — was formenkundlich zum gleichen Erfolge führt — am raschesten tauchte der Goldberg auf, der heute noch dem Abtrage immer neuen Anstoß und Anreiz bietet. Es ist sicher kein Zufall, daß die Reihe der „Hebungshügel“ auf jener Sattellinie liegt, welche Friedl (8) über Margarethen am Moos nach Maria Ellend ziehen läßt.

Zur Reisenberger Hügelkette scheint mir auch noch eine kaum 6 *m* hohe, sehr sanft aufbuckelnde Erhebung zu gehören, welche südwestlich vom Reisenberg eine Seehöhe von 186 *m* erreicht und aus Steinfeldschottern zu bestehen scheint. Im Liegenden dürften sich ungleichförmig unter ihnen sowie in den Gruben weiter südlich tertiäre Gelsande finden. Alle Anzeichen deuten darauf hin, daß auch dieser Hügel aufgebault ist und keineswegs einen vom Seitenschurfe der Gewässer verschonten Restberg darstellt. Wir können vermuten, daß die Aufbuckelung dieses flachen Hügelbildes im Vereine mit dem Aufstiege des Goldberges den Reisenbach gegen O ablenkte und ihn zwang, das eigentümliche Knie mit der Prallstelle bei und in Reisenberg zu beschreiben.

Der Bau des Goldberges geht aus dem Längsschnitte 7 durch die Hügelreihe ziemlich restlos hervor; an seinem Südhang zeigen sich Anzeichen einer leichten Muldung der Schichten. Diese braucht nicht unmittelbar durch weitspannende Faltung entstanden zu sein; man kann sie ebensowohl für eine ursprüngliche halten; vielleicht schneidet der Südhang des Goldberges zufällig einen jener Seen an, deren Verlandung mit steingrünen Tegeln, reschen und lehnigen Sanden, Mergeln, Süßwasserkalken, Torf und Kalkkonglomeraten von den Ufern her gegen die Mitte vorrückte. Der Südabsturz des Goldberges bei Reisenberg gewährt überhaupt einen guten Einblick in die Schichtfolge des Pliozäns im Gebiete. In einer Baustoffgrube liegen zuunterst grobkörnige, ockerbraune Sande mit spärlichen Tegelschmitzen. Darüber sind die durch Stur (53a) bekannt gewordenen grünlichen Uniotegel gebreitet; sie fallen sanft (2° — 11°) gegen NO ein. In ihren Hangendlagen fallen geringmächtige Schmitzen von Süßwasserkalk auf. Nun folgt eine klare Abtragungleichförmigkeit (Abb. 6). In die Unebenheiten der Tegel-Süßwasserkalkoberfläche wurden gelbe Sande hineingeschüttet, welche stellenweise schöne Kreuzschichtung zeigen (Mündungskegel!) und in ihren tieferen Lagen zu mürberem Sandstein verbunden sind. Die Oberfläche der gelben Sandmassen ist wellig-uneben; nach einer Zeit des Abtrages legten sich auf sie graue Sande mit Zwischenlagen von Schottern; diese sind aus Bruchstücken von Süßwasserkalk, rostbraunen oder hellen Kieseln usw. zusammengesetzt. Vermutlich handelt es sich um abgerutschte Massen; über ihnen breitet sich Schwarzerde mit Kieseln und Bruchstücken von Süßwasserkalk, welcher höher oben am Hange ansteht. Es folgen nämlich am Ostabfalle des Goldberges (218 m) über den gelben Sanden wieder Tegellagen; in sie sind Schmitzen von Süßwasserkalk eingeschaltet, welche bald rasch auskeilen, bald eine Strecke weit am Hange verfolgt werden können. Auf der Hochflur des Goldberges folgen sodann mit einer deutlichen Ungleichförmigkeit die „Laaerbergschotter“. Ruhiger Absatz von Schlamm und Süßwasserkalk haben also hier mindestens zweimal mit verstärkter, lebhafter Zuschüttung (Sande mit Mündungskegelschichtung!) flacher Wasserbecken abgewechselt. Drückt sich hierin vielleicht auch ein Schaukelspiel von Hebung und Senkung aus? Dieselbe Beobachtung eines ruhigeren Absatzes zur Zeit der Tegel, Süßwasserkalke und Tegelsande, der dann von einem kurz dauernden Abtrage unterbrochen und nach dem Erlahmen des Schurfes von einer kräftig gesteigerten Aufschüttung von ockerrindigen Braunschottern überwältigt wurde, macht man in allen Aufschlüssen des Gebietes: westlich Gramatneusiedl, am Zeiselberg, am Grünbühel bei Götzendorf usw.

Weitere gute Aufschlüsse über die Verlandung der seichten Tümpel, Sümpfe und Seen des Pliozäns gewähren einige im Schrifttum noch nicht näher bekanntgewordene kleine Steinbrüche westsüdwestlich von Moosbrunn an der Straße nach Trumau. Hier hat man z. B. folgenden Querschnitt:

- 0.2—0.3 m Schwarzerde,
- 0.1—0.2 m Steinfeldschotter,
- 0.2—0.3 m meist eckiges Trümmerwerk von hartem Süßwasserkalk,
- 0.3—0.5 m meist weiße, bergfeucht schneidbare, an der Luft erhärtende Seekreide, stellenweise ockergelb verfärbt,

0.4—0.5 m etwas härterer Kalk, gelblich verfärbt.

0.5—0.6 m feste, aber lückige Süßwasserkalke.

Liegendes: Festes Konglomerat, aus Geschieben eines Mündungskegels bestehend.

Die Schichtfolge scheint eine leichte Senkung nach Ablagerung der Konglomerate oder eine Flußverlegung anzudeuten; da die Konglomerate dunkle Kieselschiefer des Grauwackengürtels und Forellensteingeschiebe führen, müssen sie von einer Leitha aufgeschüttet worden sein, welche damals einen westlicheren Weg nahm als heute; wir können ihren Lauf gegen N noch bis zum Punkte 195 (O. A.; Kapelle) an der Straße von Moosbrunn nach Himberg verfolgen.

Daß die Leitha oder ein aus dem Leithagebirge und der Buckligen Welt kommender Vorläufer auch später noch Wege ging, die uns heute recht eigenartig anmuten, beweisen Beobachtungen in den zahlreichen Schottergruben, welche in der Gegend von Gramatneusiedl nördlich des Bahnhofes Steinfeldschotter erschließen. Sie führen lagenweise auffällig viel Quarze, kristalline Schiefer und Semmeringkalke und können daher wohl nur mit einem alten Leithalaufe in Verbindung gebracht werden, welcher aus der Gegend des heutigen Mariental über die breite talartige Senke zwischen der Platte von Moosbrunn (204 m, 205 m) und dem Kuckucksberge (208 m) in nordwestlicher Richtung gegen Himberg zog. Die spätere Aufgabe der Talung, die heute trocken daliegt, erklärt man sich wohl am ungezwungensten durch den Aufstieg der Moosbrunner und der Rauchenwarther Platte, welche unter der seichten Steinfeldschotterplatte des Steinriegelfeldes und des Holzfeldes einen gemeinsamen tertiären Sockel aus Gelbsanden besitzen. Es liegt hier die Oberfläche des tertiären Untergrundes höher als die heutige Tagkante der Rückfallebene (Hassingier!); im Gebiete von Mariental usw. ist das Verhältnis der heutigen Landoberfläche zur voreiszeitlichen gerade umgekehrt. Wenn Hassingier (21, S. 166, 171) aus ähnlichen Beobachtungen anderwärts den Schluß zog, daß die südlichen Schollen noch nach dem Pliozän absanken, so stimme ich ihm bei; ich lege aber daneben großen Wert auf die aus Hassingiers Arbeiten und meinen eigenen Aufnahmen wohl zwingend hervorgehende Schlußfolgerung, daß Hand in Hand mit den Tiefschaltungen und vermutlich mit ihnen ursächlich zusammenhängend geringfügige Aufstiege von Schollen stattfinden; so z. B. westlich der Fische bis zur Schwechat hin, im Ellender Walde und im Raume von Schloßhof—Bahnhof Marchegg.

Freilich war der Betrag der Hebung der Platten ein verschiedener; ja die Moosbrunner Platte zerfiel sogar ihrerseits wieder in mehrere Staffeln; im allgemeinen wurden die nördlicheren Schollen jeweils höher geschaltet als die südlichen. Immerhin waren die Verstellungen geringfügig und überschritten nirgends den Betrag von wenigen Metern. Man trifft Anzeichen solcher SO—NW verlaufender Störungen in der verfallenen Moosbrunner Ziegelei. Der Heraushebung der Schollen der Platten entsprechen anscheinend Abbiegungen gegen NW (so z. B. am Kuckucksberge gegen das Schwechattal) und im SO; hier tauchen in den Schottergruben sehr unruhig gelagerte, förmlich wellig in Falten gelegte und nach SO abgobogene Steinfeldschotter unter jugendliche, einheitlich einfallende Sande und Kiese ziemlich steil hinab. Die Hebung oder Aufwölbung

brachte einen Teil der Steinfeldschotter in ungewöhnlich hohe Lage; sie erreichen, Gelbsanden und Tegeln (Anschnitt beim Bahnhofe Gramatneusiedl! Torfmullage!) aufruhend, auf den Hintausfeldern nordwestlich von Gramatneusiedl etwa 194 *m* Seehöhe, während die tertiären Braunschotter am Zeiselberge einer Unterlage aufruhend, die sich nirgends über 180 *m* erhebt.

Noch eine Feldbeobachtung scheint mir für jugendliche, wenn auch nicht sehr erhebliche Krustenbewegungen in betrachteten Gebiete zu sprechen. In den Braunschottern des Zeiselberges, welche so viel Semmeringkalke, Quarzite usw. enthalten, daß man sie für eine Aufschüttung der pliozänen Pitten (oder Leitha) halten muß, zeigen sich eigentümliche Schichtstörungen; die Schotter sind unruhig gelagert, stellenweise förmlich gefaltet und scheinen an einer Stelle in eine trichterförmige Vertiefung hineinzufließen; die flachgelagerten Geschiebe stellen sich mit Annäherung an den steilrandigen Trichter immer schräger und schräger und stehen schließlich im Halse des Trichters auf dem Kopfe. Es liegt augenscheinlich eine Sackungserscheinung vor. Der „Trichter“, wie ihn der Anschnitt zeigt, ist kein Trichter im räumlichen Sinne, sondern scheint einer Kluft zu entsprechen, die sich in NW-SO-Richtung in den Schottern aufgetan hat. Ähnliche, aber oft noch viel großartigere Sackungserscheinungen (Faltungen, Stauchungen, Verschluckungen in Trichtern) beobachtet man auch in den großen Schottergruben bei Gramatneusiedl. Ich zweifle nicht daran, daß örtliche Krustenbewegungen durch Schaffung von Spalten, Wasserwegen usw. in letzter Linie diese Sackungserscheinungen vorbereiten halfen. Vermutlich handelt es sich um dieselben Schichtlagenveränderungen, welche A. Penck (38, S. 105) aus dem nördlichen Wiener Becken (Gerasdorf, Deutsch-Wagram, Untergänserndorf) beschrieben hat; Penck hat sie hier allerdings als Wirkungen des Eisstoßes betrachtet, und R. Hoernes (24) ist ihm hierin gefolgt.

Werfen wir rückwärtsschauend und zusammenfassend noch einmal einen Blick auf die Landschaft um Moosbrunn. Eine seichte, kaum mehr als 20 *m* tiefe, aber vergleichsweise breite Trockentalung trennt mit SO-NW-Verlauf die Rauchenwarther Platte von einem eigentümlichen Hochflächendreieck im S. Diese Platte von Moosbrunn ist nach SO zu von einem gar nicht für Flußarbeit sprechenden, schnurgerade verlaufenden Steilhang wie abgehackt; nach S zu taucht sie staffelförmig unter die steinfeldschotterbedeckte Ebene von Trumau und Ehreichsdorf unter; dabei formen sich Hügelkuppen, Rücken, Sättel und Niederungsbuchten, welche alle nach bestimmten Himmelsrichtungen angeordnet sind. Im O ragen Hügel aus der Ebene heraus; sie bilden eine Reihe, deren Achse sich bekanntest Störungslinien des Gebietes anpaßt. Im N grenzt ein kerzengerader Steilanstieg die Hochfläche des Ellender Waldes gegen die Ebene ab; er kann ebensowenig dem Seitenschurfe des Wassers seine Entstehung verdanken wie jener zwischen Moosbrunn und Schwadorf. Vom Abtrage sind noch am meisten bearbeitet die Ostabdachung der Goldberg-Hügelkette und die Westabdachung der Moosbrunner Platte; man könnte fast an ein weitgespanntes, kurzpfelliges Gewölbe denken, dessen Scheitel einbrach und als Senke von Mitterndorf dem Fischatale Raum gab. Zwei Drittel der formgebenden Linien des Gebietes mit seinen

Hochflächen, Ebenen und Inselbergen aber ordnen sich einem Netze an, dessen Maschenfäden nach der Südost- oder Nordostrichtung verlaufen; dieses planmäßig geflochtene Gewebe kann am besten verstanden werden, wenn man es mit den Vorgängen in der Erdkruste in Zusammenhang bringt; die Landformen des Gebietes um Moosbrunn sind ja sicherlich durch das Widerspiel von Wasserschurf und Krustenbewegungen, von Äußerungen der innenbürtigen geologischen Vorgänge und von solchen der allgemeinen Landerniedrigung geschaffen; auch Schwankungen des Schurfausgangspunktes, bzw. des Meeresspiegels mögen mit im Spiele sein; unverkennbar und mit eindringlicher Gewalt aber schimmern die Wirkungen der innenbürtigen Erdrindenveränderungen durch den Schleier durch, den außenbürtige Vorgänge mit mehr oder minder Geschick über die Regungen der Kräfte des Erdinnern zu breiten pflegen.

3. Jugendliche Störungen im Weichbilde von Wien.

Durch Bohrungen sind zwei jugendliche Senken im Innern des Wiener Beckens festgestellt: das untertägige Senkungsfeld von Lasseo und der Grabenbruchstreifen von Mitterndorf. Man wird diesen bisher wenig bekannten Erscheinungsformen eine größere Wichtigkeit nicht absprechen können; sie berühren die Erdölfrage und beeinflussen vielleicht auch die Entscheidungen des Ingenieurs, welcher die Möglichkeit und Zweckmäßigkeit von Wasserversorgungsanlagen im Wiener Becken zu untersuchen hat.

Weniger gut begründet, wenn auch recht wahrscheinlich ist eine jugendliche Krustenbewegung im Weichbilde von Wien, deren Mutung ich einer Anregung von Hochschulprofessor Obersenatsrat Dr. Voit verdanke. Dieser machte mich auf eine Erscheinung im Entwässerungsnetze des Stadtgebietes aufmerksam, welche bisher der Aufmerksamkeit der Erdkundler und Geologen entgangen zu sein scheint. Unter den Zuflüssen der Donau im Weichbild von Wien biegen drei (oder eigentlich vier) vor ihrer Mündung aus der früher eingehaltenen W-O-Richtung in die Richtung S—N um: der Währinger Bach, der Alsbach, der Ottakringer Bach (vor seiner Ableitung zur Wien) und der Wienfluß; die Erscheinung wird um so deutlicher, je mehr wir von N gegen S fortschreiten; beim vereinigten Arbesbach und Krotenbach ist sie noch kaum angedeutet; besonders die wildflußartige, reißende Wien hätte sich, wie man glauben würde, unschwer über die niedrige, weitgespannte Einmündung von Speising-Hetzendorf (ungefähr 228 m Seehöhe gegenüber etwa 210 m im Wiental bei Ober-St. Veit und 221 m bei Mariabrunn) einen Weg nach dem Unterlaufe der Liesing bei Inzersdorf-Oberlaa suchen und freibalten können; so wäre die Wien der Richtung treugeblieben, welche sie in der Strecke von Hadersdorf bis St. Veit eingeschlagen hatte. In ähnlicher Weise biegt auch der Lainzer Bach unmittelbar oberhalb Speising aus der W-O-Richtung plötzlich unter rechtem Winkel in die N-S-Richtung ein. Das merkwürdige Verhalten der Liesing hat bereits Hassinger (19) zu erklären versucht.

Die Umbiegung des Lainzer Baches könnte man vielleicht durch gewöhnliche Anzapfung vom Wienflusse her zu erklären versuchen. Doch

wird diese Annahme durch den Umstand erschwert, daß der Schurfausgangspunkt im Wientale (etwa 195 m) heute noch höher liegt als an der entsprechenden Stelle des Beckens (um 190 m); man müßte höchstens annehmen, daß das Gebiet zwischen Eichkogel im S und dem Wienerberge im N in junger Zeit, frühestens am Ausgange des Tertiärs, sich gesenkt hat, bzw. daß seine Umgebung sich noch nach Ablagerung der pontischen Schichten um den gleichen Betrag gehoben hat. Eine solche Annahme würde mir nicht unwahrscheinlich dünken; nähern sich doch bei Möllersdorf und Guntramsdorf Ablagerungen der tortonischen (Schaffer, 47) und der pontischen Stufe derart, daß man mit Störungen, die dem Beckenrande gleichlaufen (vgl. Th. Fuchs) allein nicht das Auslangen findet, sondern auch an NW-SO-Störungen denken muß, wie sie weiter im O das Hügelland zwischen Velm und Moosbrunn sowie den Goldberg bei Reisenberg begrenzen. Es könnte daher auch der Liesinglauf zwischen Inzersdorf und Kledering einer jungen Störung entsprechen. Es erscheint mir aber am natürlichsten, sich vorzustellen, daß ein kleiner N—S gerichteter Einbruch zwischen dem Königherge im O und dem Klippengebiete von St. Veit im W dem Lainzer Bache den Weg nach N gewiesen hat. Tatsächlich ist von Speising bis mindestens zum Wienflusse (die weitere Strecke bis nach Ottakring berührt uns hier nicht) der Gürtel der tortonischen Ablagerungen unterbrochen und wahrscheinlich versenkt; am Ostende (Südostende) der St. Veiter Klippen läßt z. B. auch Trauth (58, S. 96, Abb. 1) zwei Brüche die Randbildungen staffeln; vielleicht ist es kein Zufall, daß gerade in diesem Raume, bzw. an seinem Saume beim Steinhofe (R. Grengg) und am Girzenberge (Trauth, 58) jüngere basische Durchbruchgesteine der Diabasfamilie aufgefunden wurden. In die geschaffene N-S-Senke floß dann auch der Ameisbach (vgl. Kärtchen 5) hinein; es ändert an den Folgen für das Flußnetz nichts, wenn man annimmt, daß die junge Tiefschaltung nur das Aufleben einer älteren Störung darstellt.

Die Umbiegung der Bäche von der Wien im S bis zum Währinger Bache im N erheischt jedoch eine andere Erklärung. Sie erfolgt offenkundig gesetzmäßig und gehorcht einer einheitlichen Ursache.

Zwei Erklärungsmöglichkeiten scheinen mir den Vorzug vor anderen zu verdienen.

Die Donau wird sicherlich einmal weiter östlich irgendwo draußen im Marchfelde ihre Schlingen gezogen haben. Später drängte sie gegen W (vgl. Suess und A. Penck, 37a); ihren alten Steilrand bei Heiligenstadt, am Thury, in der Berggasse, an der Fischerstiege („Maria am Gestade“) usw. hat E. Suess (55) in seinem grundlegenden Werke in ausgezeichneter Weise geschildert. Der Seitenschurf der Donau hat die Unterläufe der ihr von rechts her zuffießenden Bäche verkürzt und ihre Schurfkraft gesteigert. Da die alte Prallstelle von N allmählich immer weiter nach S rückte, das Vorland vor sich abhobelnd, so kann man sich vielleicht vorstellen, daß eine Seitenrunse des rasch sich eintiefenden Währinger Baches den Alsbach anzapfte und gegen N zog. Das Fortschreiten des Süwärtsdrängens der Donau hätte dann dem Ottakringer Bache und der Wien ein ähnliches Schicksal bereitet: Anzapfung durch eine aufwärts der Mündung sich eingrabende Runse des Prallhanges.

Die vorgeschilderte Annahme hat ja manches für sich. Sie ist aber nicht auf den Wienfluß anwendbar, weil dieser bereits unterhalb Schönbrunn gegen N abbiegt und anscheinend kaum jemals vom heutigen Schönbrunn aus seinen Weg geradeaus nach O genommen hat, ganz sicher aber nicht zu jener Zeit, da die Donau an den Steilrand der einstigen Fischerstiege anprallte. Nach den Ausführungen Schaffers (45, z. B. S. 197) ist es unwahrscheinlich, daß die Donau allein jene Tegel furche ausgearbeitet hat, deren Verlauf über die Votivkirche, das Rathaus, die Museen und den Getreidemarkt E. Suess (55) ershnalig aufgezeigt hat. Diese unterirdische Furche in der Oberfläche der pontischen Bildungen ist mehr wie von der Donau von einem alten Laufe des Ottakringer Baches benutzt worden, welcher in der Fortsetzung der Richtung seines Oberlaufes unterhalb des Getreidemarktes in die Wien mündete; vermutlich strebte auch der Alsbach vom Gürtel her in südöstlicher Richtung dem Unterlaufe des Ottakringer Baches zu. Die Nahschotter dieser Wienerwaldbäche beherrschen nach Schaffer (45) überall in der Ringfurche das Geschiebebild.

Vielleicht kommt daher der zweite Erklärungsversuch der Wahrheit näher. Gehen wir dabei von der Arbeit K. Diwalds (6) über die Schräge der Talsohle aus. Dieser fleißige Landformenkundler hat aus den Ergebnissen einiger Probebohrungen in der Donauniederung des Weichbildes von Wien den allgemeinen wichtigen Satz abgeleitet, daß die Donau so wie die meisten anderen Flüsse stets nach einer Seite schräg in die Tiefe wühle. Die Richtigkeit des Satzes vom schrägen Verlaufe der Sohlen vieler unserer Täler soll nicht weiter nachgeprüft werden. Für unsere Zwecke ist allein die Tatsache wichtig, daß Diwald ein kleines Mißgeschick unterlief; er hat in dem Buche von Schaffer „Geologie von Wien“ (45) bei der Benutzung des Querschnittes auf S. 233 die beiden Stromufer verwechselt; dadurch erhielt er eine von O gegen W fallende Oberfläche des pontischen Tegels; in Wirklichkeit neigt sie sich aber gerade nach der entgegengesetzten Richtung. Auch das Kärtchen 1 zeigt mit aller wünschenswerten Deutlichkeit auf, daß — von örtlichen Abweichungen abgesehen — die Oberfläche des Tegels im Weichbilde von Wien im allgemeinen vom Donaukanal weg in der Richtung von W nach O sich absenkt. Man hat den Eindruck, daß hier eine kleine, flache Queraufwölbung durch das Becken zieht, welche von der Donau immer wieder angenagt worden ist. Vielleicht stellt auch der Innenbogen des halbmondförmigen Tegelrückens in der Inneren Stadt (E. Suess, 55) ein solches altes Donauufer dar.

Nach dieser Auffassung würde das Tegelgebiet der Inneren Stadt der westlichste Teil einer größeren, auf das linke Donaukanalufer übergreifenden Scholle sein, welche sich in vergleichsweise junger Zeit sachte um einen geringfügigen Betrag aufkrümmte. Die geringe Aufwölbung war immerhin in stande, den Lauf des Ottakringer Baches, des Alsbaches und später noch die Mündungsstrecke des vereinigten Währinger Baches und Alsbaches sanft abzudrängen. Der nach dem Hebungsscheitel, also gegen S, zunehmende Betrag der Ablenkung der Bäche spricht sehr für die geäußerte Vermutung.

Den stärksten Beweis für die Hebung der pontischen Tegel der Inneren Stadt bildet der Anstieg der Tertiäroberfläche von Kagran gegen SW. Ob

man nun den alten Auffassungen von A. Penck (37 a) huldigt oder sich zum Erklärungsversuch von K. Diwald (6) bekennt, stets setzt das Drängen der Donau gegen SW und S bei ruhender Scholle einen sanften Abstieg der Tegeloberfläche von NO gegen SW voraus; am alten Steilrande der Donau im Stadtgebiete müßte die Oberfläche des Tertiärs am tiefsten liegen. Gerade das Gegenteil davon ist der Fall. Nur eine Hebung im SW. (oder allenfalls eine leichte Senkung im NO) vermag das tatsächliche Bild einer Tegeloberfläche zu erzeugen, welche von Leopoldau und Kagran her gegen die Innere Stadt allmählich ansteigt. Annäherung des rechten Ufers durch den Donaustrom bei langsam sich ein wenig aufkrümmender Scholle hat es geschaffen. Es zeugt von einem ähnlichen Kampfe zwischen Fluß und Unterlage, wie er sich z. B. bei der Bildung der Durchbruchtäler in aufsteigenden Erdrindstreifen abspielt.

Stärker noch war anscheinend die Aufbiegung im Raume südlich der Wien. Hier hob sie den Wienerberg (243, 244, 245 m) und den Laaerberg (256 m) über die Innere Stadt empor und zwang die Wien, nach NO und N auszuweichen. Die Annahme der Aufkrümmung des Wiener- und des Laaerberges hat manches für sich. Liegen doch z. B. auf der Schmelz (233 m) die Laaerbergsschotter um einiges tiefer als weiter im SO. Zudem wäre nach dieser Auffassung die geringe Hebung des Wienerbergzuges nur der westliche Ausläufer einer Aufbiegungswelle, welche in jüngerer Zeit — frühestens von der Tertiärwende ab — quer durch das ganze Wiener Becken lief und weiter östlich die Barre der Rauchenwarther Platte und des Ellender Waldes schuf. Geringe, kaum nachweisbare Verbiegungen um wenige Grad genügen bereits, um Verstellungen von einigen Metern oder ein paar Zehner von Metern zu bewirken und das empfindliche Gewässernetz zu beeinflussen. Störungen in den pontischen Ablagerungen Wiens wären ja an und für sich schon nichts Ungewöhnliches. Schaffer (45, vgl. Schnitt S. 140) hat von randlichen Absenkungen nordöstlich des Laaerwaldes berichtet; sie laufen etwa der Donaudurchbruchlinie gleich, als deren südwestlicher gelegene Begleitstafel sie aufgefaßt werden können.

Die sanften Aufkrümmungen, welche einen Großteil der Bäche des Stadtgebietes von Wien ablenkten, fanden vermutlich im W dort ein Ende, wo sich im Landschaftsbilde eine deutliche NO—SW gerichtete Einsattelung bemerkbar macht. Königberg (257 m) und Laaerberg (256 m) sind nahezu gleich hoch; ihnen steht der Rücken des Wienerberges an Höhe nur wenig nach (243, 244, 245 m); zwischen diesen Hochgebieten aber senkt sich im Raume von Matzleinsdorf die Geländeoberfläche vielfach bis auf 218 m herab. Die Südbahn strebt durch diese Lücke, sie geschickt benutzend, der Stadt zu. Der Verlauf des Tiefstreifens stimmt merkwürdigerweise ziemlich genau mit der Richtung überein, welche der Randbruch des Wiener Beckens von Mauer her einschlägt; zudem liegt ungefähr auf dieser Linie der altbekannte Heilbrunnen von Meidling; in ihrer weiteren Fortsetzung trifft sie annähernd die heutige Mündung des Wienflusses und scheidet das Tegelhoehgebiet der Inneren Stadt von jenem des Laaerberges.

Wir sehen also, daß sich manche Erscheinung im Gewässernetz des Weichbildes von Wien schwer anders als durch die Annahme mäßiger

Krustenbewegungen erklären läßt. Es wird sich dabei im allgemeinen um Höberschaltungen handeln; wie ich (51a) ausführte, schaffen derartige Schollenaufstiege, mögen sie nun mit oder ohne Bruch der Gesteinpacke erfolgen, erst Raum für Senkungen, so daß man sie vielfach als die ursächlichen Vorgänge für die Bildung von Tiefgebieten auffassen darf. Auch im Wiener Becken sind Hebung des Randgebietes und Einsinken der Wanne Hand in Hand gegangen. Während das emporsteigende Land dem Abtrage immer neue Angriffspunkte darbot und seine Leistungsfähigkeit steigerte, muldete sich das Becken immer tiefer ein und hielt sich stets zur Aufnahme neuer Absatzstoffe bereit. Mit dem Abklingen der Stärke und Geschwindigkeit der Bewegungen scheint sich dann in der jüngsten geologischen Vergangenheit der Umfang der aufnahmefähigen Senkungsräume eingengt zu haben; die jugendlichen Niederbeugungen und Einbrüche scheinen auf österreichischem Gebiete sich auf die Grabensenke von Mitterndorf und die Untertagwanne von Lasseo beschränkt zu haben; im Burgenlande dürfte sich das Becken des Neusiedler Sees noch in jüngster Zeit sanft eingebäult haben.

Wenn wir so der Erdkruste des Geländes um Wien eine gewisse Beweglichkeit zumuten, so geraten wir dabei mit den Anschauungen Altmeisters E. Suess nicht in Widerspruch; denn dieser redet bereits im Jahre 1862 auf S. 213 seines berühmt gewordenen Werkes über den Boden von Wien ganz klar von einer „allgemeinen kontinentalen Hebung, die wir während der Tertiärzeit kennengelernt haben“. Später haben dann Grund (18), Hassinger (19, 21; z. T.), Kölbl (30) u. a. sich für die Hebung der Randgebiete oder von Teilen derselben eingesetzt (vgl. übrigens auch die auf S. 75 aufgezählten Fachgenossen).

Freilich setzen wir uns bei der Annahme von Verwerfungen im Weichbilde von Wien auch mit dem einen oder anderen Fachkameraden in Widerspruch; so z. B. mit G. A. Koch (29), welcher im allgemeinen mit einer bruchlosen Anordnung der Schichtschalen im Weichbilde von Wien auszureichen glaubte; ähnliche Auffassungen hat auch Hassinger (19) vertreten. Wie überall, so dürfte die Wahrheit auch hier ungefähr in der Mitte liegen. Der eigenartige Sporn, den der Beckenrand vom Flyschgürtel her in eindrucksvoller Weise gegen SO vorschiebt, der den Kern der Stadt trägt und basteiartig zur Schwechatniederung auslugt, dürfte im allgemeinen in sich weniger heftig gestört sein als seine Umrahmung im S und im NO. Dies soll ja auch das Kärtchen 1 zum Ausdruck bringen, welches sogar die eine oder andere Hauptverwerfungslinie an diesem „Eckpfeiler“ der „Beckenbrücke“ Rauchenwarther Platte—Ellender Wald haltmachen läßt. Einige Störungslinien zerschneiden aber ganz sicher das Weichbild der Stadt und stellen sich einer Reihe von bruchlosen, geringfügigen Verbiegungen an die Seite. Ich will nur wenige geologisch gesicherte Bruchlinien in Erinnerung bringen; die Verwerfungen am Laaerwald (Schaffer 45), die Dornbacher Linie (Schaffer 45), deren Fortsetzung die Querverschiebung bei Königstetten (Friedl 7, Kölbl 30) zu sein scheint, die Linie Strebersdorf—Nußdorf (Küpper 31, Küpper und Bobies 33, 34), die Beethovengang-Linie (Fuchs, Schaffer, Küpper) und einige weitere, in der vorliegenden Arbeit angedeutete Baulinien. Daß der Längsverwurfstreifen Strebersdorf—Heiligenstadt die Donau über-

schreitet, wie bereits Küpper und Bobies annehmen, beweisen übrigens auch die Bohrungen zwischen Kritzendorf und Floridsdorf. In ihrer Durchbruchstrecke zwischen Bisamberg und Kahlenberg fließt nämlich die Donau seicht (6—7 m) über Flysch; der Strom hat hier einen sich emporhebenden Rücken durchschnitten. Im Raume von Nußdorf, Heiligenstadt und Groß-Jedlersdorf drängen sich tertonische, sarmatische und pontische Schichten in so merkwürdiger Weise zusammen, daß die Lagerungsverhältnisse nur durch die Annahme einer Verwerfung erklärt werden können; diese Auffassung bringt übrigens auch die neueste geologische Karte von Wien zum Ausdruck, welche unter der Leitung von F. E. Sness herausgegeben wurde (2).

Schriftenverzeichnis.

1. Bobies C. A., Das Gaadener Becken. Sonderabdruck aus den Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, Bd. XIX, 1926.
2. Bobies C. A. und Waldmann L., Geologische Karte der Umgebung von Wien (1:75.000), herausgegeben vom Geologischen Institut der Universität in Wien (Wien 1928).
3. Bobies C. A. und Kölbl L., Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien, 36 Seiten.
4. Böckh H., Einige Bemerkungen über das Vorkommen fossiler Kohlenwasserstoffe in der Marchniederung und in der großen ungarischen Tiefebene. Zeitschrift d. intern. Ver. d. Bohringenteure und Bohrtechniker, 1914, Nr. 5.
5. Czizek und Stur D., Geologische Karte der Umgebung von Wien, Wien 1860.
6. Diwald K., Die Schräge der Talsohle. Petermanns Mitteilungen, 71. Jahrg., 1925, Heft 7/8, S. 153—160, mit 23 Abbildungen und Schaulinien auf 1 Tafel.
7. Friedl K., Über die Bedeutung der den Außenrand unserer Flyschzone durchsetzenden Querbrüche. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1922, S. 133.
8. Friedl K., Über die jüngsten Erdölforschungen im Wiener Becken. Petroleum, Jahrg. 1927, Nr. 6, Wien 1927, 52 Seiten mit zahlreichen Abbildungen im Satz und 4 Tafeln.
- 9a. Friedl K., Zur Frage der im Wiener Becken vorhandenen großen Verwerfungen. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft, XXII. Bd., 1929, Wien 1930, S. 125.
9. Fuchs Th., Geologische Beiträge zur Kenntnis des Wiener Beckens. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Nr. 17, 1869, S. 391.
10. Fuchs Th., Geologische Untersuchungen im Tertiärbecken von Wien. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Nr. 13, 1870, S. 250—254.
11. Fuchs Th., Vorlage der geologischen Karte der Umgebung Wiens. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1871, Heft 1, S. 2—3.
12. Fuchs Th., Über Störungen in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Nr. 5. 1871, S. 74.
13. Fuchs Th., Über Brunnengrabungen im Gebiete von Wien. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1875, S. 35—36.
14. Fuchs Th., Neue Brunnengrabungen in Wien und Umgebung. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1875, S. 19—62.
15. Fuchs Th., Über einige Störungen in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens. Sitzungsbericht der Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Bd. CXI, Abt. I, S. 454—471, Wien 1902.
16. Fuchs Th., Über eine neuartige Ausbildungsweise pontischer Ablagerungen in Niederösterreich. Sitzungsbericht der Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, CXI. Bd., 1902.
17. Fuchs Th., Über einige neue Beobachtungen in den Ziegeleien von Baden und Vöslau. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1903, Heft 12, S. 239—245.
18. Grund A., Die Veränderungen der Topographie im Wiener Walde und Wiener Becken. Geographische Abhandlungen, VIII. Bd., Leipzig 1901, 240 Seiten mit 20 Abbildungen im Satz.

19. Hassinger H., Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. Pencks Geographische Abhandlungen, Bd. VIII, 3. Abt., 1905, 205 Seiten mit 11 Abbildungen im Satz und 1 Tafel.
20. Hassinger H., Beiträge zur Siedlungs- und Verkehrsgeographie von Wien. Mitteilungen der k. k. Geographischen Gesellschaft in Wien. 53. Bd., 1910, S. 5—88 mit 2 Karten.
21. Hassinger H., Beiträge zur Physiogeographie des inneralpinen Wiener Beckens und seiner Umgebung. Peuck-Festband, 1918, S. 160—197.
22. Helmer L., Das niederösterreichische Weinviertel östlich des Klippenzuges. Ein Beitrag zur Kenntnis des inneralpinen Wiener Beckens nördlich der Donau. Österreichischer Bundesverlag, Wien und Leipzig 1928, 172 Seiten.
23. Hoernes R., Zur Leithakalkfrage. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1875. S. 7—17 mit 4 Abbildungen im Satz (S. 12, 13).
24. Hoernes R., Bau und Bild der Ebenen Österreichs. Wien 1903, F. Tempsky, 194 Seiten mit 1 Titelbild und 27 Abbildungen.
25. Karrer F., Geologische Studien in den tertiären und jüngeren Bildungen des Wiener Beckens. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1893, S. 377—398 mit 8 Abbildungen im Satz.
26. Kleb Max, Das Wiener Neustädter Steinfeld. Geographischer Jahresbericht von Österreich. 10. Jahrg., Wien 1912.
27. Knecht J., Vorläufige Mitteilung über die Fortsetzung der Wiener Thermalinie nach Norden. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1901, S. 245.
28. Kober L., Geologie der Landschaft um Wien. 150 Seiten mit 60 Abbildungen im Satz, 2 Sammelquerschnitten und 1 geologische-tektonische Übersichtskarte, Wien 1926, Julius Springer.
29. Koch G. A., Über einige der ältesten und jüngsten artesischen Bohrungen im Tertiärbecken von Wien. 1907, Verlag Schworella und Heieck.
30. Kölbl L., Über Querstörungen der Voralpen am Rande des Wiener Beckens. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1923, S. 170—176.
31. Küpper H., Mitteilung über Vorkommen der zweiten Mediterranstufe am Bisamberg. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1924, Heft 10/11.
32. Küpper H., Zur Auflösung der Morphogenese und Tektonik am Rande des Wiener Beckens. Sitzungsbericht der Akademie der Wissenschaften, Wien 1927.
33. Küpper H., Zur Kenntnis des Bisamberggebietes. Sonderabdruck aus den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1927, Heft 11.
34. Küpper H. und Bobies C. A., Zwei Wiener Tertiärprofile. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Nr. 10, 1926, S. 187, 193.
- 34a. Mayer J., Das inneralpine Wiener Becken. Blätter des Vereines für Landeskunde von Niederösterreich 1896, S. 337—362, u. 1901, S. 33—90.
- 34b. Meier O., Erdbeben und Bau des Wiener Beckens. Petroleum 1929, Heft 14. S. 441—446 mit 1 Kärtchen.
35. Musil Fr., Gedanken über tektonische Erscheinungsformen im Wiener Becken, Intern. Zeitschrift für Bohrtechnik, Erdölbergbau und Geologie 1931, Heft 10, S. 76.
36. Pavai Vajna F., Über die jüngsten tektonischen Bewegungen der Erdkrinde. Földtani Közlöny, 55, 1925, S. 282.
37. Pavai Vajna F. v., Die wissenschaftlichen Ergebnisse der ungarischen Kohlenwasserstoffforschungen. Petroleum, Jahrg. 1927, Nr. 1 u. 2.
- 37a. Penck A., Die Donau. Schriften des Vereines zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse in Wien. 31. Bd., 1891.
38. Penck A. und Brückner E., Die Alpen im Eiszeitalter. 1909, 1. Bd.
39. Petrascheck W., Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. VII. 2. Die Kohlenlager im inneralpinen Wiener Becken und seiner nördlichen Fortsetzung, dem Gödinger Revier. Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch, Bd. 73, 1925, Heft 1.
40. Petrascheck W., Das Vorkommen von Erdöl und Erdgas in Deutschösterreich. Petroleum, Jahrg. 1923, Nr. 10.
41. Petrascheck W., Der geologische Bau des Wiener Beckens. Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch, Bd. 69/70, 1921/22, Heft 4.
42. Roth-Fuchs G., Erklärende Beschreibungen der Formen des Leithagebirges. Geographischer Jahresbericht aus Österreich. XIII. 1926, S. 29.
43. Schaffer F. X., Geologischer Führer für Exkursionen im inneralpinen Wiener Becken. 2. Teil. Sammlung geologischer Führer. XIII. Berlin 1908, Verlag Borntraeger.

44. Schaffer Fr. X., Geologie von Wien. 1. Teil. Wien 1904, 33 Seiten.
45. Schaffer Fr. X., Geologie von Wien. 2. Teil. 1 Karte, 17 Tafeln u. 25 Abbildungen. Wien 1906, 242 + 128 (Anhang) Seiten. Hier ausführliches, bis 1905 reichendes Schriftenverzeichnis.
46. Schaffer Fr. X., Das Alter der Schotter der Bisambergterrasse. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1927. "
47. Schaffer Fr. X., Der Begriff der miozänen Mediterranstufen ist zu streichen. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1927, Heft 2/3. Schlägt folgende grundsätzliche Bezeichnungen vor, welchen meine Arbeit gefolgt ist: Burdigalstufe (Schichten von Loibersdorf, Gaudernsdorf und Eggenburg, ein Teil des „Schliers“), Helvetstufe (Grunderschichten, Oncophorasande, Kohlen von Statzendorf, ein Teil des „Schliers“), Tortonstufe (ein Teil des „Schliers“, Leithakalke, Sande von Pötzleinsdorf, Tegel von Baden).
48. Schaffer Fr. X., Geologische Geschichte und Bau der Umgebung Wiens. S. 26, 32, 44—45, 55—56. F. Deuticke, Leipzig u. Wien, 1927.
49. Schumann R., Ergebnisse aus Drehwaagenmessungen im Wiener Becken. Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch, Bd. 69/70, 1921/22, Heft 4.
50. Slanar H., Grenzen und Formenschatz des Wiener Beckens. Heiderich-Festschrift, Wien 1923, L. W. Seidel u. Sohn, S. 1—14, mit 2 Karten.
51. Spitz A., Der Höllensteinzug bei Wien. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, III. Bd., S. 369ff., 384, 399, 400; dazu Tafel XII (I), Prof. I und die Geologische Karte des Höllensteinzuges bei Wien 1:25.000, Wien 1910.
- 51a. Stiny J., Gesteinsklufté und alpine Aufnahmegeologie. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1925, Heft 1/2, S. 97—127.
52. Stiny J., Hebung oder Senkung? Petermanns Mitteilungen, 1924.
- 52a. Stiny J., Das Erdbeben von Schwadorf (Niederösterreich). Matériaux pour l'étude des Calamités, Heft 18. 1928, S. 130—132.
53. Stur D., Geologische Spezialkarte der Umgebung von Wien. Wien 1891.
- 53a. Stur D., Die Bodenbeschaffenheit der Gegend südöstlich bei Wien. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 1869.
54. Suess E., Eine auffallende Schichtenstörung in der zweiten Ziegelgrube von Nußdorf bei Wien. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 1860, Heft 11, S. 34.
55. Suess E., Der Boden der Stadt Wien. Wien 1862, 326 Seiten mit 21 Holzschnitten und 1 Karte in Farbendruck.
- 55a. Suess E., Erdbeben Niederösterreichs. Denkschriften der kais. Akademie der Wissenschaften, 33. Bd. 1873.
- 55b. Suess Fr. E., Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft von Wien. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, Bd. 81, 1929, Heft 5, S. 177—236. Eine der geistreichsten Arbeiten über das Gebiet, mit reichlichen Hinweisen auf das Schrifttum.
56. Suess F. E., Bobies C. A. und Waldmann L., Geologische Karte der Umgebung von Wien. 1928. (Wesensgleich mit 2.) Wurde bei der Zeichnung des Kärtchens stark benutzt.
57. Tóula Fr., Das Relief von Wien und die Ursachen seiner Entstehung. Schriften des Vereines zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse, 1910, Bd. 50.
58. Trauth Fr., Geologie der Klippenregion von Ober-St. Veit nnd des Lainzer Tiergartens. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, Bd. 21, 1928, S. 35—132, mit 2 Abbildungen im Satz und 3 Tafeln.
59. Vettters H., Zur Frage der Erdöhlöfligkeit des nordöstlichen Niederösterreichs. Intern. Zeitschrift für Bohrtechnik, Erdölbergbau nnd Geologie, Jahrg. 1926, Heft 19.
60. Vettters H., Mitteilungen aus dem tertiären Hügellande unter dem Manhartsberge. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt in Wien, Jahrg. 1914, S. 65.
61. Vettters H., Die geologischen Verhältnisse der weiteren Umgebung Wiens. Wien 1910, 106 Seiten.
- 61a. Vettters H., Über die Tektonik des nordöstlichen Niederösterreich und den Isoseistenverlauf des Schwadorfer Behens. Intern. Zeitschrift für Bohrtechnik, Erdölbergbau und Geologie, 1931, Heft 13, S. 97—100, und Heft 14, S. 107—112.
62. Winkler A., Über neue Probleme der Tertiärgeologie im Wieuer Becken. Zentralblatt für Mineralogie usw., Jahrg. 1928, Abt. B, Heft 2—5, S. 65ff. Hier ausführliches Schriftenverzeichnis, von dessen Wiederholung hier Abstand genommen wurde.

63. Wolf H., Neue geologische Aufschlüsse in der Umgebung von Wien durch die gegenwärtigen Eisenbahnarbeiten. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1870, S. 139—147.

64. Wolf, Die Rutschung am Kahlenberggehänge längs der Donau. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Nr. 6, 1876. S. 131—134.

65. — Bericht des Ausschusses für die Wasserversorgung Wiens. Österr. Ingenieur- und Architekten-Verein, Wien 1895.

66. — Wien am Anfang des 20. Jahrhunderts. Herausgegeben vom Österr. Ingenieur- und Architekten-Verein unter der Schriftleitung von Paul Körtz. 2. Bd., 1905 u. 1906.

Weitere Beiträge zur Geologie des Stubachtales.

Von Hans Ascher.

(Mit 11 Textfiguren.)

In den Jahren 1930 und 1931 ließ die Generaldirektion der Österreichischen Bundesbahnen Landaufnahmen und Studien für den Ausbau der zweiten Stufe des Stubachwerkes ausführen. Sie boten Gelegenheit, die bei der Errichtung des oberen Kraftwerkes gewonnenen geologisch-technischen Erfahrungen zu vertiefen und zu erweitern. Die folgenden Zeilen knüpfen daher öfters an unsere Veröffentlichungen über die Geologie der ersten Stufe im Jahrbuche 1930 der Geologischen Bundesanstalt an.

Damals forderten die praktischen Bedürfnisse des Baues Antwort auf zahlreiche geologische und physikalische Fragen, und die Aufschlüsse der Baustellen öffneten den Einblick in den Leib des Gebirges. Nun, bei den Vorarbeiten für das Werk II, galt es, die geologischen Unterlagen für verschiedene Wahlvorschläge über die Oberwasserführung zu gewinnen und den Untergrund des künftigen Krafthauses und der Talsperre zu erkunden.

Zur Schaffung eines Ausgleichsbeckens unterhalb des bestehenden Werkes muß am Ausgange des Enzingerbodens eine Talsperre errichtet werden. Der Enzingerboden ist ein eiszeitliches, heute vollkommen verlandetes Felsbecken. Die Felsschwelle, die es gegen N abschließt, tritt nicht frei zutage, sondern ist durch Stubachgeschiebe und durch einen mächtigen Bergsturz verschüttet, der von der westlichen, linken Talwand der Ausgangsschlucht herabkam. Diese Schlucht liegt auf ihre ganze Länge im Peridotit. Auch der Bergsturz besteht aus diesem Gestein.

Der Bergsturz hat dort den Bach an den Fuß der östlichen Talwand gedrängt, an der überall gewachsener Fels ansteht. Das westliche, linke Ufer besteht dagegen durchweg aus Bergsturz; auch der Bach selbst fließt über dessen große Blöcke. In seinem Bette steht nirgends gewachsener Fels an. Die Tiefenlage der gewachsenen Felssohle war unbekannt.

Weiter abwärts teilt die Peridotitkuppe des Köpfels das Tal in zwei Furchen, deren westliche ebenfalls vom großen Bergsturz verschüttet ist. Er verdeckt auch die Stelle, wo beide Taläste voneinander abzweigen.

Der Bergsturz hat ungewöhnlich grobes Korn. Blöcke von 6 bis 8 m Durchmesser sind keine Seltenheit. Einzelne Blöcke übertreffen dieses Ausmaß um ein mehrfaches.

Der Bergsturz erstreckt sich von N nach S auf eine Länge von rund 400 m, sein Scheitel liegt 60 bis 90 m über dem Talboden, seine Durchschnittsneigung beträgt 65 ‰.

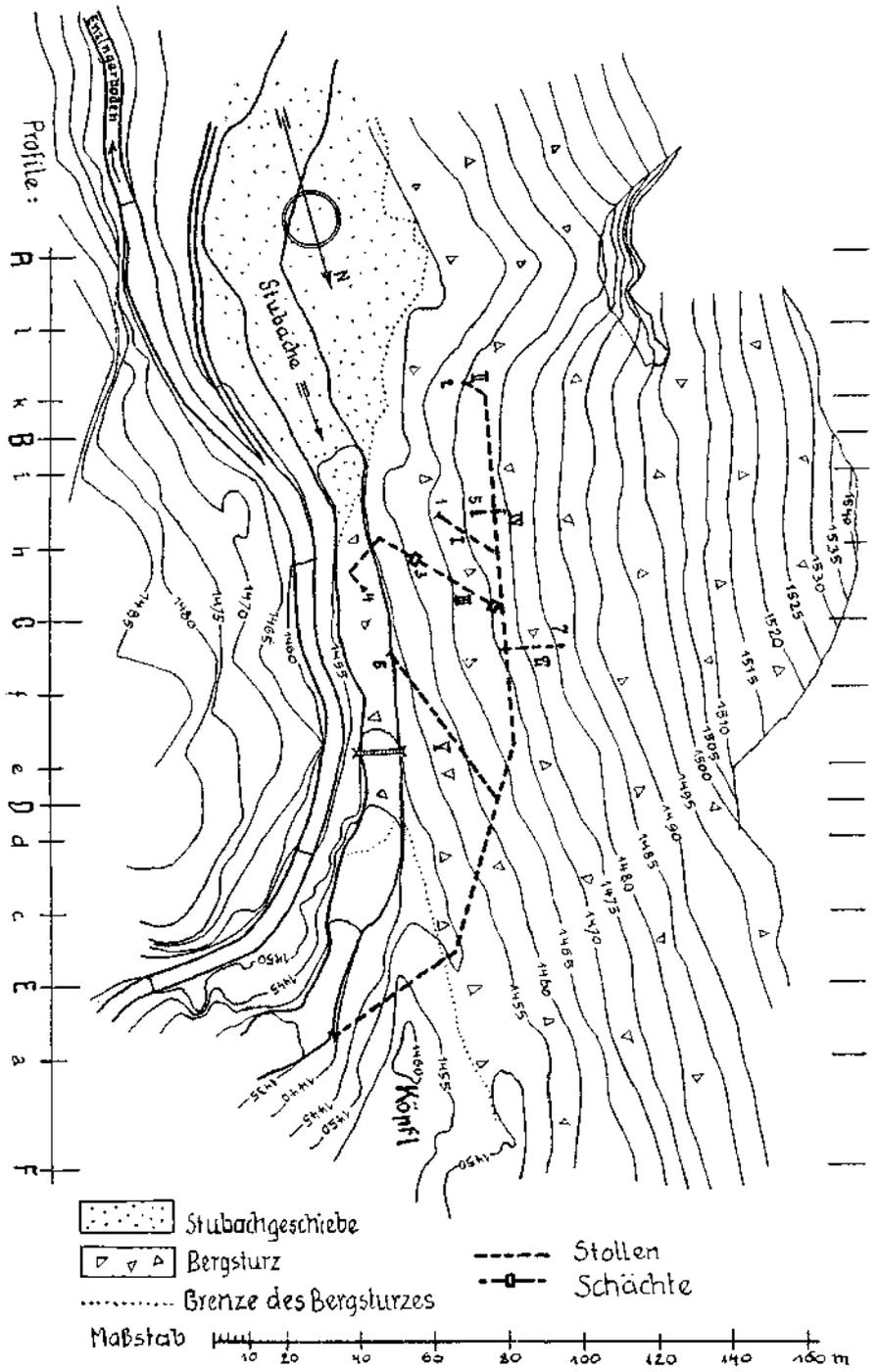


Fig. 1. Lageplan der Aufschließungsarbeit am Enzingerboden.

Diese große Steilheit spricht dafür, daß der Bergsturz nicht auf einmal herabgekommen ist, sondern sich allmählich gebildet hat; denn so große Massen legen sich, wenn sie auf einmal lawinenartig in Bewegung geraten, breit und flach aus.

Weiters fällt auf, daß die Seitenwände über dem Bergsturze kaum 30 bis 50 m hoch emporragen. Sein Nährgebiet ist also verhältnismäßig unscheinbar. An diese beiden Tatsachen werden wir später noch anknüpfen.

Über diesen niederen Wänden liegt flacheres Gelände, das zum Teil noch die Formung durch die letzte Großvergletscherung bewahrt hat.

Die Verhältnisse sind dargestellt im Lageplan, Fig. 1, in den Querschnitten, Fig. 2, und in der im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1930 erschienenen Karte. Auch auf die damals gegebene allgemeine geologische Beschreibung des Enzingerbodens sei hier verwiesen. (L 3.)

In Fig. 1 bezeichnen I bis VI die Querschläge und Aufbrüche, 1 bis 7 die einzelnen Aufschlüsse und die Buchstaben *a* bis *l* und *A* bis *F* Querschnitte durch die Ausgangsschlucht. Auf diese Bezeichnungen nehmen die folgenden Ausführungen öfters Bezug.

In Fig. 2 bezeichnen kräftige schwarze Linien mit Schraffen die im Querschnitt liegenden Felsaufschlüsse, gestrichelte Linien benachbarte Felsaufschlüsse, die in den Querschnitt gerückt sind, gepunktete Linien den mutmaßlichen Felsverlauf, Strichpunktlinien die Grenze zwischen Stubachablagerung und hangendem Bergsturz.

Die Verfassung des Bauentwurfes der Talsperre in der Ausgangsschlucht des Enzingerbodens erfordert die Kenntnis der festen Felsform der Schlucht. Diese Kenntnis war nur durch berginnämsische Sondierungsarbeiten zu gewinnen. Wenn auch vorerst über den verschütteten Felsverlauf nur Vermutungen ausgesprochen werden konnten, mußten die Vorschläge für jene Sondierungsarbeiten doch von ganz bestimmten Vorstellungen über den festen Untergrund ausgehen.

Eine ungezwungene Verlängerung der Felsprofile beider Talseiten unter die Überschüttung hinab ergab, daß die Felssohle etwa 15 bis 20 m tief unter der Stubache zu erwarten sei.

Diese beträchtliche Tiefe ließ Sondierungen durch Schächte von der Oberfläche aus schon wegen der Schwierigkeit der Wasserhaltung als wenig aussichtsreich erscheinen. Kernbohrungen sind teuer und geben bei Überlagerung des Felsens durch große Blöcke gleichen Gesteines keine eindeutige Auskunft. Auch verrohrte Stoßbohrungen liefern unzureichende Angaben. Bei allen erwähnten Sondierungsarten muß man sich von vornherein auf einen bestimmten Talquerschnitt festlegen; die anderen Profile bleiben unaufgeklärt.

Die elektrische Mutung gibt zwar Auskunft über die Lage der Grenzfläche zwischen Verschüttung und Felsuntergrund, aber nicht über die Beschaffenheit beider.

So entschloß sich die Generaldirektion der Österreichischen Bundesbahnen zur Erkundung des Untergrundes von einem Stollen aus, der im festen Felskörper der linken Talwand vorzutreiben war. Da bei der eben genannten Tiefe eine künstliche Wasserhaltung nicht wirtschaftlich ist, soll der Stollen das Wasser im natürlichen Gefälle abführen. Er muß daher von einem Punkte des Stubachlaufes als seines natürlichen Vor-

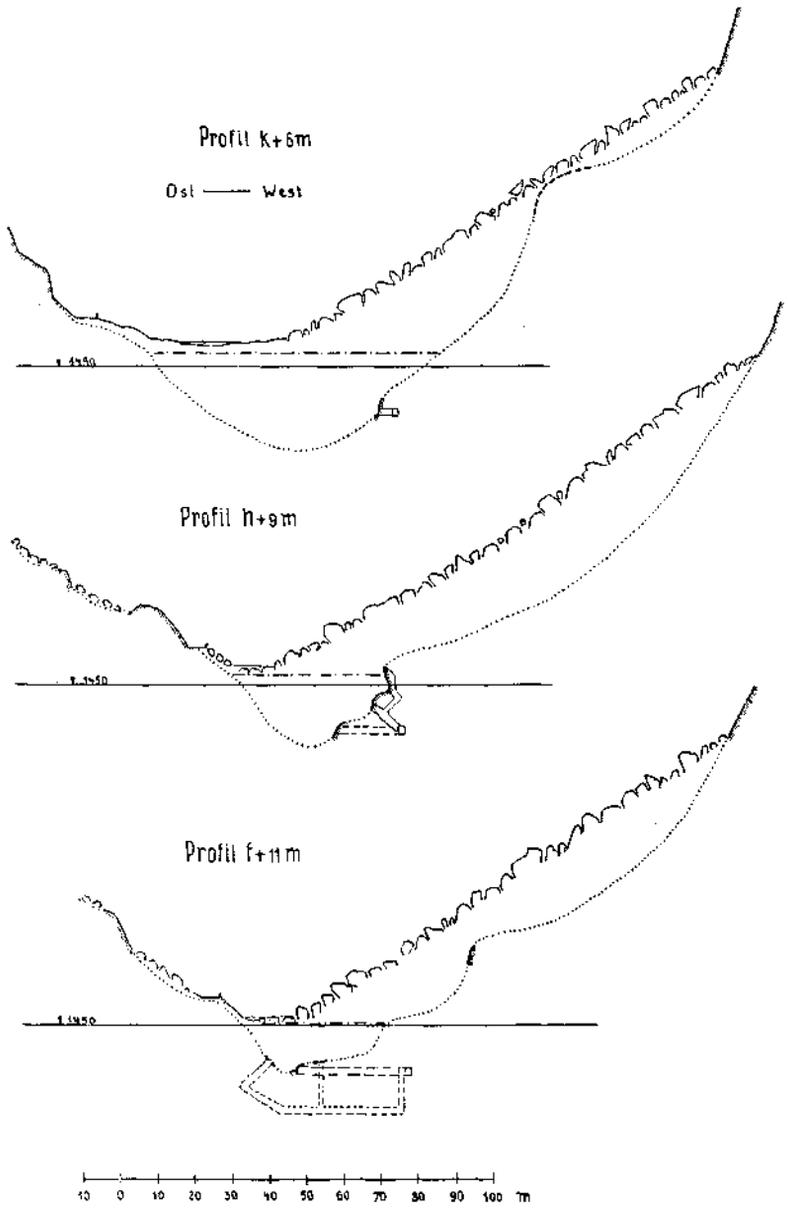


Fig. 2. Querschnitte durch die Aufschließungsarbeiten.

fluters angesetzt werden, wo dieser bereits 20 m Gefälle unterhalb der Ausgangsschlucht erreicht hat. Die Vorsicht und Verständnis erfordernde bergmännische Arbeit wurde von der Wiener Bauunternehmung Brüder Redlich und Berger ausgeführt.

Der Stollen wurde ungefähr parallel zum Flußlauf und grundsätzlich im Fels geführt. Die Aufschlüsse wurden daher durch horizontale oder toulägige Querschläge oder durch Vertikalaufbrüche, schließlich auch durch Bohrlöcher gewonnen, die von innen bis zur Felsoberfläche vorgetrieben wurden. Die dem Einzelfalle angepaßte Verbindung der verschiedenen Arbeitsvorgänge gestattete an jedem Aufschlußort die Bestimmung eines größeren Stückes Felsoberfläche in seiner räumlichen Lage.

Die Vorteile dieses Verfahrens seien kurz angeführt:

Die Wasserhaltung erfolgt leicht und sicher und kann daher die Erreichung des Zweckes der ganzen Arbeit nicht in Frage stellen. Deshalb können auch Kosten- und Zeitaufwand annähernd veranschlagt werden. Über die Untergrundverhältnisse wird ein allgemeiner Überblick gewonnen, der eine Auswahl unter verschiedenen, für die Sperre in Betracht kommenden Querschnitten erlaubt. Eine Verdichtung der Aufschlüsse ist nach Bedarf leicht und ohne große Kosten möglich. Man erhält auch Einblick in die Beschaffenheit des Untergrundes und seiner Überschüttung, in die Wasserführung der Sedimente und des Gesteines und in die technischen Eigenschaften des letzteren. Die Aufschlüsse bleiben dauernd zugänglich. Beim Ausbau der Staunauer kanu der Stollen für die Entwässerung der Baugrube verwendet werden. Seine Kosten werden also beim Bau größtenteils wieder hereingebracht.

Infolge der Sprengwirkung der Schüsse ist jeder Stollen unvermeidlich von einer Auflockerungszone umgeben, in welcher der Zusammenhang des Gesteines gelockert und daher auch dessen natürliche Wasserdichtheit herabgesetzt ist. Die bergmännische Aufschließungsarbeit gefährdet also die Wasserdichtheit desselben Fundamentes, das durch sie erkundet werden soll. Man muß daher im engeren Gründungsbereich des Stauwerkes die bergmännischen Arbeiten auf das unumgänglich Notwendige beschränken und vor allem vermeiden, daß Sondierungsstollen in der Längsachse der zukünftigen Sperre angelegt werden. Die eingehenden Sondierungen wurden daher nicht in das in Aussicht genommene Sperrenprofil gelegt, sondern in vor- oder zurückliegende Profile der Nachbarschaft. Wo sich die Durchörterung des Sperrenprofils nicht vermeiden ließ, geschah sie in möglichst steilem Winkel.

Die Berücksichtigung dieser Forderungen ergab eine Schrägführung der Querschläge in der Richtung NW—SO. (Fig. 1.) Die Aufschlüsse wurden anfangs nur spärlich angesetzt und erst dann verdichtet, bis ein Überblick über die Großform des Tales gewonnen und die Sperrenlage so weit eingegrenzt war, daß ihr engerer Bereich von den Aufschlüssen gemieden werden konnte.

Der Stollen erhielt einen Querschnitt von 1.90×1.60 m und eine Steigung von 5‰ . Ein am Fuße seiner linken Ulme ausgesprengtes Gerinne dient der Wasserableitung.

Der Anschlag erfolgte auf der Höhe 1436 m am Ostabfall des „Köpfels“. Die Sohle der Talfurche westlich des „Köpfels“ wurde nicht

durchstoßen, sondern knapp unterfahren. Starkes Tropfwasser im Stollen bezeichnete ihre Lage. Im weiteren folgte der Stollen dem Streichen der Talwand, beiläufig 10 m innerhalb des vermutlichen Felsverlaufes.

Der erste Querschlag, Nr. I, wurde vom Stollenmeter 150 aus angesetzt und durchstieß nach 19 m die steil nach O fallende Felswand auf der Höhe 1437 bis 1440. Überraschenderweise zeigte sich als Auflagerung nicht Bergsturz, sondern Stubachsand, vermischt mit Geschiebe bis zu 50 cm Korngröße. Das Geschiebe bestand ganz überwiegend aus Granitgneis, vereinzelt auch aus Gesteinen der unteren Schieferhülle. Die einzelnen Stücke waren wohlgerundet, was auf einen längeren Transportweg schließen ließ. Der Sand bestand überwiegend aus Quarz. Damit fiel die ursprüngliche Vermutung, daß sich die Zuschotterung des Enzingerbodens am Bergsturz angestaut habe.

Der nächste Querschlag, Nr. II, der vom Stollenmeter 195 vorgetrieben wurde, durchhörte schon nach 6 m in der Höhe 1437 bis 1441 die feste Talwand. Auch hier ergab sich als Talausfüllung nicht Bergsturz, sondern Stubachsedimente. Die Talwand fällt an der Aufschlußstelle fast saiger gegen O ein und zeigt einen schönen Kolk als Beweis ihrer Bearbeitung durch Wasser. Die Außenwand des Felsens war zufällig sichtbar, weil einige große Gneisblöcke sich darüber gewölbeartig verkeilt hatten und unter sich einen Hohlraum überdachten.

Die Durchschläge beider Aufschlüsse, besonders der erste, brachten auch Wasser in den Stollen. Seine Ergiebigkeit betrug zwischen 2.7 und 5.5 l/sec, gemessen am Hauptstollenmundloch, war also sehr gleichmäßig. Noch gleichmäßiger ist seine an den Einbruchstellen gemessene Temperatur, die sich im Verlaufe eines Jahres kaum um einige Zehntelgrade änderte, während die Temperaturen der 18 m darüber fließenden Stubach dem Einflusse der Jahreszeiten, also der Lufttemperaturen, unterworfen sind.

Die folgende Zusammenstellung gibt in einigen bezeichnenden Meßergebnissen einen Überblick über den Verlauf der Wassertemperaturen und der Ergiebigkeit im Jahre 1931:

Datum	Stollenwasser l/sec am Portal	Wassertemperaturen ° Celsius					Lufttemperatur ° C	
		im Stollen				Stubache	Im Stollen	Im Freien
		Aufschluß 1	Aufschluß 2	Aufschluß 6	Portal			
19. Jänner ...	2.7	5.8	—	—	5.5	1.5	—	-3
25. Jänner ...	4.3	5.9	—	—	5.7	1.7	—	±0
13. Februar ..	4.6	5.9	6.3	—	5.2	1.8	—	-5
24. März	4.6	5.7	6.1	—	5.5	3.1	—	+6
29. Juli	5.5	5.4	5.8	5.0	5.4	7.7	6.7	+8
13. August ...	2.2	5.4	5.8	5.5	5.4	8.6	6.8	+10
22. Oktober ..	4.2	5.4	5.6	5.8	5.2	4.5	6.1	+7
7. Dezember	4.8	5.4	5.6	5.8	5.4	2.4	5.9	-3

Ein Vergleich der Temperaturen zeigt, daß dieses Wasser nicht aus der Stubache stammen kann, sondern nur aus Quellen, welche tief unter der Schuttbedeckung aus den Berghängen austreten und einen Grundwasserstrom speisen, der unabhängig von der Stubach durch die Schutt-

auffüllung des Tales weiterfließt. Die Stubache selbst gibt an dieses Grundwasser keinen merkbaren Betrag ab, sondern fließt in ihrem durch Verschlickung gedichteten Bette.

Da die bisherigen Aufschlüsse ein mehr oder weniger steiles Einfallen der linken Talwand unter die Kote 1437 ergeben hatten, erschien es angezeigt, die nächste Sondierung gleich tiefer anzusetzen, um mit Sicherheit die Talsohle zu unterfahren. Selbst wenn diese von einer kleinen Klamm durchschnitten war, mußte eine Tieferlegung der Sondierung um 10 m jener Forderung genügen. Daher wurde beim Stollenmeter 134.5 ein 10 m tiefer Schacht abgeteuft und von seiner Sohle aus ein neuer Querschlag, Nr. III, parallel zu den bisherigen Querschlägen vorgetrieben.

Der Wasserzudrang während der Schachtabteufung war so gering, daß er mit einer Handpumpe leicht bewältigt werden konnte.

Die Lage des Schachtes unmittelbar neben dem Hauptstollen bot einen Einblick in die Mächtigkeit der Zerrüttungszone, die sich um einen solchen Stollen als Folge der Sprengwirkung beim Stollenvortrieb bildet. In dem vom Schacht erschlossenen Querschnitte durch die Umlagerung des Stollens machte das Bergwasser, das aus den Klüften des Gesteines sickert, diese Zone sichtbar. Ihre wahrnehmbare Stärke betrug 2 m. Dieser Wert für die Mächtigkeit des Auflockerungsbereiches stimmt gut überein mit dem, welchen ein Sprengversuch im Fundament der Nordsperrre des Spullersees ergab. (L 2.)

Von jenem tiefliegenden Querschlage aus wurde die Felsoberfläche zweimal erreicht: Zuerst durch einen saigeren Schacht ungefähr in der Talsohle (Aufschluß 3) und dann vom Ende des Querschlages aus durch einen tonlagigen Aufbruch, der mit zweifacher Wendung schon einen Punkt der rechten, östlichen Talwand in der Höhe 1440 m erschloß (Aufschluß 4). Auch hier bestand die Überlagerung aus Stubachgeschieben.

Ein fünfter, schon nördlich der Felschwelle liegender Aufschluß (Nr. 6) wurde durch einen 50 m langen Querschlag vom Hauptstollenmeter 82 aus erzielt. Er erschloß die Felsoberfläche in der Höhe 1437 bis 1441 und zeigte als Auflagerung der Talsohle ebenfalls Stubachgeschiebe.

Schon vor dem Vortriebe der letzten Strecken war die Verdichtung der Aufschlüsse so weit vorgeschritten, daß die Unversehrtheit des Fundamentes der künftigen Sperre sorgfältigste Beachtung erforderte. Deshalb mußte zu dieser Zeit über die Lage und Bauart des Stauwerkes schon eine vorläufige Entscheidung getroffen werden, damit ein Schntzstreifen von 8 bis 10 m unverletzten Gesteines zu beiden Seiten des Fundamentes unangetastet blieb.

Die Beobachtung hat an allen Aufschlüssen im Peridotit ergeben, daß eine 2 bis 3 m starke unversehrte Gesteinsschichte — abgesehen von einzelnen Verwerfern und offenen Klüften — schon wasserdicht ist.

Nur der Hauptstollen durchquert als einziger Stollen die Sperrenachse, und zwar senkrecht zu ihr.

Eine offene, aber für die Bauvorbereitung wichtige Frage war noch die nach der Höhenlage der Grenze zwischen der liegenden Zuschotterung des Felsbeckens und der hangenden Bergsturzmasse. Der hiezu nötige Aufbruch (Nr. IV) wurde im Hauptstollenmeter 161 angelegt, weil im selben Profil schon der Aufschluß des Querschlages I lag. Damit erhielt

man hier zugleich ein zusammenhängendes Bild von der Form des linksufrigen Felshanges, das, wenn es auch in den Einzelheiten von dem des Sperrenquerschnittes abweicht, doch für den allgemeinen Charakter bezeichnend sein mußte.

Im Querschnitt wechseln flache mit steilen, selbst mit überhängenden Stellen, welche letztere Überreste alter Kolke darstellen. Die Überschüttung hat diese alten Formen gut vor der Zerstörung bewahrt; im ganzen ergibt sich ein stufenförmiger Aufbau der Wand. Mit einem solchen wird man auch im Sperrenprofil zu rechnen haben.

Im Profil des Aufbruches IV (Aufschlüsse 5) wurde in den Höhen 1438, 1439, 1440, 1444, 1446, 1448, 1449 und 1450 durchwegs Stubachgeschiebe als Talausfüllung festgestellt. Im letztgenannten Horizont fanden sich vereinzelte scharfkantige Peridotitstücke zwischen dem Stubachsand und zeigten die Nähe des Bergsturzes an.

Der oberste Durchbruch in der Höhe 1452 erfolgte schon in die Bergsturzmasse, bestehend aus scharfkantigen Blöcken von Peridotit und Serpentin, deren Zwischenräume von einem braunen, sehr feinkörnigen Zerreibsel erfüllt sind. Die Grenze zwischen Geschiebe und Bergsturz liegt hier also ungefähr in der Höhe 1451 *m*. Gewisse Anzeichen sprechen dafür, daß sich diese Grenzfläche nach N schneller senkt als es dem heutigen Gefälle des fast ebenen Enzingerbodens entspricht. Die Grenzfläche liegt also wahrscheinlich im Sperrenprofil um ein wenig tiefer als im Aufbruch IV.

Durch den Aufbruch IV erhielt die aus den früheren Aufschlüssen abgeleitete Tatsache eine unmittelbare Bestätigung, nämlich, daß das Stubachgeschiebe nicht an der Felsschwelle und bis zu dieser gestaut wurde, sondern daß die Talverschüttung eine viel höhere war und daher auch allgemeine Ursachen haben muß.

Als Beispiel für die Ausgestaltung der Aufbrüche im einzelnen ist in Fig. 3 ein Aufriß durch den Aufbruch IV gegeben.

Eine wichtige Frage, die sowohl die Baukosten als auch die Bau-einrichtung wesentlich beeinflusst, ist die nach der Länge der Sperrenkronen. Sie beantwortet sich aus der Mächtigkeit des Bergsturzes im Sperrenprofil in der Kronenhöhe.

Deshalb wurde in der voraussichtlichen Sperrenachse ein Horizontalstollen durch den Bergsturz bis zur festen Talwand vorgetrieben (Stollen VI). Die voraussichtliche Höhenlage der Sperrenkronen ist 1465 *m*. Um diesen Stollen später auch für den Bau verwenden zu können, ohne ihn auf-fürsten zu müssen, wurde seine Sohle auf die Höhe 1467 *m* gelegt.

Nach 18-60 *m* von der ersten Kappe erreichte der Stollen die feste Felswand. Die horizontal gemessene Stärke des Bergsturzes beträgt an dieser Stelle 22 *m*. Die Felswand fällt dort mit etwa 70° gegen SW. Sie ist vom Eis geglättet und zeigt deutlich horizontal verlaufende Schliff-furchen. Der Fels besteht aus Serpentin.

Dieser Stollen gab auch über die Beschaffenheit des Bergsturzes Auskunft. Die Größe der Bergsturzböcke nimmt im allgemeinen gegen das Innere des Bergsturzes hin ab. Während die Zwischenräume zwischen den Blöcken im Mantel des Bergsturzes ganz oder zum Teil unausgefüllt geblieben sind, werden sie im Inneren (im Stollen etwa 10 *m* vom

Mundloch) von einem Zerreibsel ausgefüllt, das überwiegend aus Peridotit (Serpentin) stammt. Es wird in der Feuchtigkeit plastisch und enthält vereinzelte scharfkantige Splitter des Muttergesteines.

In der unmittelbaren Nähe des festen Felsens ist die Ausfüllung der Hohlräume eine ganz satte. Hier überwog aber nicht jenes Peridotitzerreibsel, sondern Gneissand und -gerölle, vermisch mit sehr vereinzelt scharfkantigen Peridotitstückchen. Die meisten Gneis- und Quarzstücke sind kantengerundet bis ganz gerundet. Sie haben Durchmesser bis zu 25 cm. Die Hauptmasse bildet Quarzsand ähnlich dem des heutigen Stubachbettes. Dieses Vorkommen ist wahrscheinlich der Zeuge eines

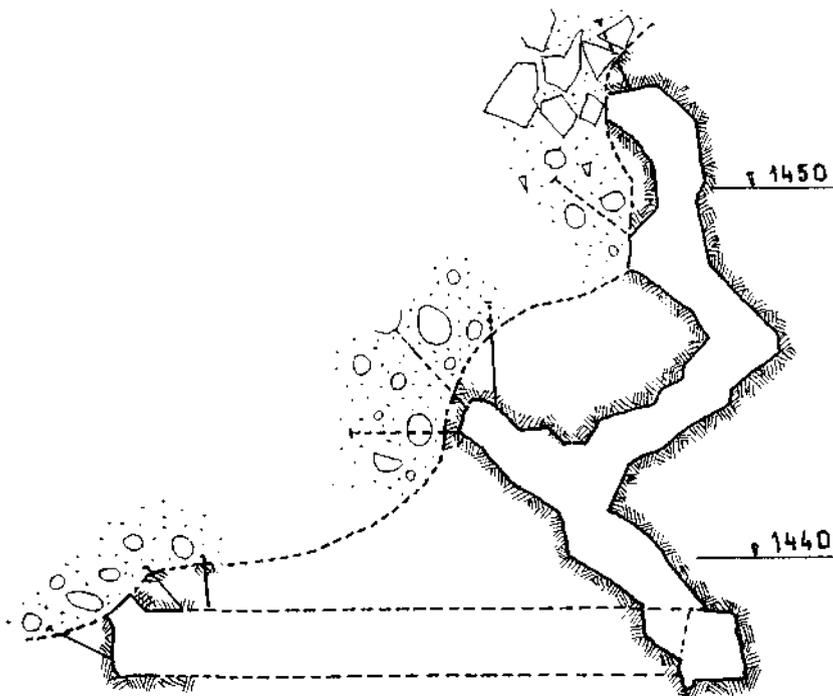


Fig. 3. Aufbruch IV und Aufschluß 1 des Querschlages I.

einstigen hohen Standes der allgemeinen Talverschüttung, deren Reste heute noch den Enzingerboden erfüllen. Auf diese Zuschotterung werden wir noch zurückkommen.

Die Bergsturzmasse ist auch dort, wo ihre Zwischenräume ganz von feinem Zerreibsel ausgefüllt sind, nicht wasserdicht. Die Begrenzungsfläche zwischen Bergsturz und Felswand führt reichlich Wasser; schätzungsweise $\frac{1}{4}$ l in der Minute auf eine horizontale Breite von 1.5 m.

Die im vorstehenden nur in ihren Hauptzügen beschriebenen Aufschlüsse geben einen ausreichenden Überblick über den Felsverlauf in der verschütteten Talsohle, der grobe Irrtümer ausschließt und der Verfassung des Bauentwurfes sowie der Bauausschreibung eine genügende

Unterlage bietet. Diese Ergebnisse, die zum Teil aus Grundriß und Schnitten hervorgehen, sind:

Die Felsschwelle ist nur sanft aufgewölbt und liegt nahe dem Profil C, wahrscheinlich etwas nördlich davon. Ihr Scheitelpunkt wird von der Höhe 1437 nicht wesentlich abweichen. Die Schwelle ist nicht von einer Klamm durchschnitten. Der verschüttete Talhang hat im Querschnitt stufenförmigen Aufbau.

Die feste Talform ist ungefähr bis zur Höhe 1451 von Stubachgeschiebe aller Korngrößen ausgefüllt. Die Höhe dieser Überschüttung ist nicht an die Staukante der Felsschwelle gebunden. Die Überschüttung hat ein Gefälle gegen N. Auf ihr liegt der Bergsturz. Sein Korn ist an der Oberfläche gröber als in der Tiefe. Die Hohlräume zwischen seinen Blöcken sind mit zunehmender Tiefe in steigendem Maße mit Zerreibsel ausgefüllt. Aber auch dort ist der Bergsturz nicht wasserdicht.

In dem die feste Talform erfüllenden Stubachgeschiebe fließt ein Grundwasserstrom, der nicht von der Stubache, sondern von dem längs der Berghänge zuzitenden Wasser gespeist wird. Seine Wasserführung ist sehr gleichmäßig.

Mit dem Sondierstollen ist ein Vorfluter erstellt, durch den die Sperrbaugrube entwässert werden kann.

Die Aufschließungsarbeit bot natürlich Gelegenheit, das Gestein in seinem technischen Verhalten genau kennenzulernen und den Arbeitsaufwand für Stollen und Schächte zu ermitteln. Daneben ergaben sich aber auch Beobachtungen von allgemeinem, geologischem Belange.

Im tiefliegenden Querschlag III wurden keine ausgesprochenen Quellen angefahren. In seinem mittleren Teil und im Schacht war das Gebirge feucht, im übrigen trocken. Da für den ganzen Querschlag und Schacht das Wasser künstlich gehalten werden mußte, bot sich dort eine Gelegenheit, die Wassermenge zu messen, die durch das Gestein im tiefliegenden Stollen zuzitt. Sie betrug beim Querschlag III einschließlich des Schachtes und des Vertikalaufbruches, aber ohne den erst später ausgeführten Schrägaufbruch 6—8 Liter in der Minute. Bei einer freien Wandfläche des Querschlages von insgesamt rund 350 m^2 ergibt sich im Mittel eine Durchsickerung von 2 l/min auf 100 m^2 Stollenwandfläche bei einer durchschnittlichen Tiefenlage von 25 m unter dem Wasserspiegel der Stubach und von 7 m unter der Grundwasser führenden Sohle des festen Talprofils.

Das von den Stollen durchfahrene Gestein besteht durchweg aus Peridotit. Er ist gewöhnlich mehr oder weniger serpentinisiert. Diese Umbildung hat das Gestein, abgesehen von seinen Umgrenzungsflächen, besonders entlang der Klüfte erfaßt. Längs einiger Bewegungszonen, in welchen das Gebirge zerdrückt ist, hat die Ummineralisation weitere Fortschritte gemacht. Dort hat sich Chlorit, Talk, Asbest und Kalzit gebildet.

Der Stollen durchfuhr auch einige Mylonitzonen, in denen der Serpentin in nuß- bis faßgroße Stücke zerquetscht war, die rundum von windschiefen Harnischflächen begrenzt sind. Die Harnische tragen meist einen feinen Talkbelag und zeigen eine feine Striung. Solche Zonen erreichen eine Mächtigkeit von 20 bis 60 cm. Ihre Saalbänder zeigen ebenfalls gestriemte Harnischflächen.

Nur an solchen Stellen und bei stärkerer Zerklüftung war zur Sicherung der Arbeiter ein Firstverzug nötig. Sonst blieb der standfeste Fels ohne Einbau.

Der Serpentin ist von unregelmäßigen Klüften durchzogen. Eine genaue Untersuchung der Klüfte führt zu deren Einteilung in 2 Gruppen:

Die eine Gruppe umfaßt diejenigen Klüfte, deren Bedeutung zunächst auf den engsten Umkreis ihres Vorkommens beschränkt ist. Sie bestreiten das kleine Geklüfte im Gebirge und bestehen größtenteils aus Flächenelementen schwächeren Zusammenhanges oder erhöhter Spannung, die sich durch die Erschütterung des Sprengens — oder bei freier Oberfläche durch Frostwirkung — öffnen, ohne daß an ihnen eine Verschiebung der benachbarten Felskörper stattgefunden hätte.

Sie werden, besonders in einem ungeschieferten Massengesteine, selten ein ausgesprochenes Gesetz in ihrer Anordnung zeigen. Die einzige Gesetzmäßigkeit, die sie öfters zeigen, ist eine Bevorzugung der ungefähr parallel zu den Stollenwänden streichenden Klufflächen. Diese Häufung ist natürlich nur eine scheinbare, weil die mechanische Einwirkung des Stollenvortriebes die Öffnung solcher Klüfte begünstigt und weil die zur Stollenrichtung steil stehenden Klüfte leicht der Beobachtung entgehen. Es werden ja nicht alle spannungsmäßig vorgezeichneten Klüfte verwirklicht, sondern nur die, denen sich ein Stückchen Gesteinsoberfläche als Daseinsgrundlage anbietet.

Nennen wir diese Klüfte, die gewöhnlich keine große Erstreckung aufweisen, Kleinklüfte.

Nur wo die Anordnung der Klüfte wirklich einer Gesetzmäßigkeit gehorcht, kann die Integration der durch diese Klüfte ausgedrückten Bewegungen einen merklichen Beitrag zur Tektonik des Gebirges liefern. Die Kluffstatistik wird dann ein oder mehrere, gewöhnlich 3, deutlich bevorzugte Klufflagen aufweisen.

Für die statistische Untersuchung der Verteilung der Klufflagen im Raum eignet sich am besten die von Walter Schmidt für Gefügestatistik eingeführte flächentreue Kugelprojektion. Jede Klufffläche wird dargestellt durch die Normale auf sie, die durch den Mittelpunkt einer gedachten Lagenkugel gelegt ist, wird also auch durch den Durchstoßpunkt dieser Senkrechten auf der Kugeloberfläche eindeutig bestimmt. Die auf gleiche Teile der Kugeloberfläche entfallenden Durchstoßpunkte werden nach ihrer Häufigkeit graphisch dargestellt und ergeben so eine äußerst übersichtliche Statistik, die auf den ersten Blick bevorzugte Kluffrichtungen erkennen läßt. (L 5, 6 u. 7.)

Eine nach diesem Verfahren durchgeführte statistische Untersuchung von 458 einzelnen im Stollen und seinen Querschlägen gemessenen Klüften ist in Fig. 4 wiedergegeben. Die (volle) Lagenkugel ist so gesehen, daß der sichtbare Teil ihres Äquators von N über W nach S verläuft. Die auf dem Äquator liegenden Punkte stellen also saigere Flächen vor. Schwebende Klüfte liegen an den Polen der Kugel.

Dort, an den Polen, tritt im Schaubild das einzige ausgesprochene Häufigkeitsmaximum auf. Nach dem oben Gesagten ist dies zum Teil darin begründet, daß eine annähernd horizontale Firste in allen Stollenstrecken, wie immer sonst deren Richtung ist, vorkommt und damit

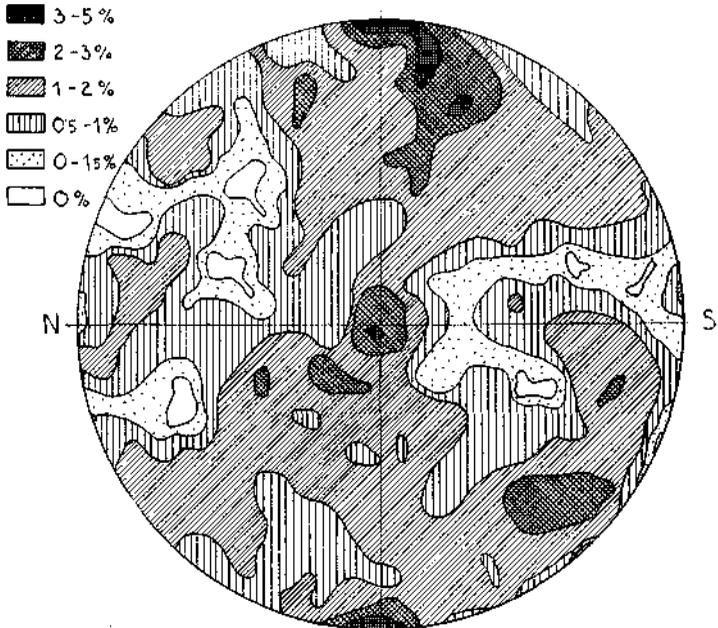


Fig. 4. Statistik der Kleinklüfte des Peridotits im Stollen Enzingerboden. Die Zahlen geben die Anzahl der Klüfte in Prozenten ihrer Gesamtzahl an, die auf 1% der Kugel-
fläche entfallen.

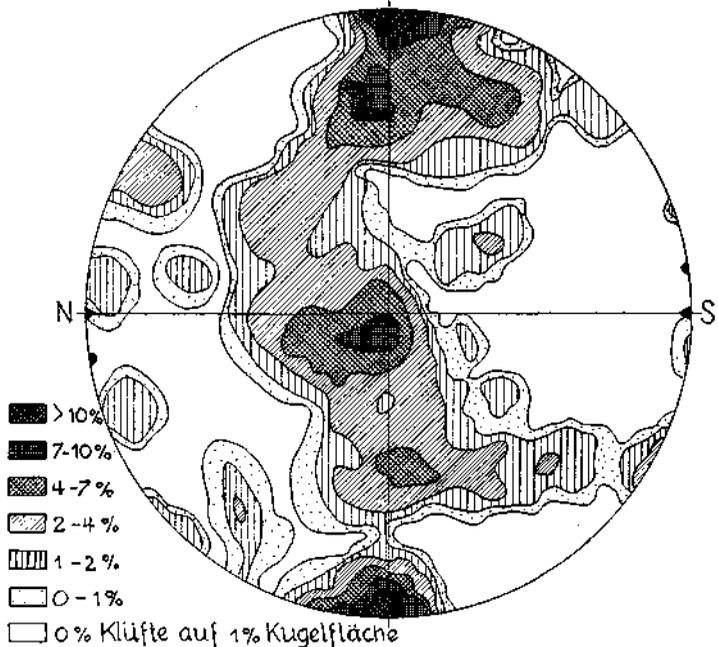


Fig. 5. Statistik der Verschiebungsklüfte im Peridotit des Stollens Enzingerboden. Schwarze Dreiecke = Richtung der Talachse, schwarze Halbkreise = Richtung der Stri-
mung auf den Hornblende-
flächen.

zur Beobachtung schwebender Klüfte Gelegenheit bietet. Im übrigen sind die Häufigkeitsunterschiede in der Besetzung der Lagenkugel sehr gering. Die Klüftungsrichtung ist also wenig ausgesprochen, ihr tektonischer Einfluß nicht bedeutend.

Es gibt aber noch eine zweite Gruppe von Klüften, denen zweifellos eine große tektonische Bedeutung zukommt. Man wird daher von vornherein eine ungleichmäßige Verteilung ihrer Lagen im Raume erwarten können, die eine kräftige Resultierende als tektonische Leitlinie hervortreten läßt. Zu dieser Gruppe von Klüften gehören alle als solche erkennbaren Verwerfer, Schmierlassen, Mylonitstreifen, Harnische, kurz alle Flächen, längs welcher unzweifelhaft eine Verschiebung stattgefunden hat. Fassen wir sie mit dem Namen Verschiebungsklüfte zusammen.

Die Klüfte dieser Gruppe treten an der Stollenwandung oder an freier Felswand so deutlich, ja aufdringlich in Erscheinung, daß der Einfluß der Stollenrichtung auf ihre Erfassung fast ganz verschwindet.

Im Stollen und seinen Abzweigungen wurden 85 einzelne Verschiebungsklüfte gemessen. Die statistische Auswertung ihrer Lagen zeigt Fig. 5, welche dieselbe Orientierung hat wie Fig. 4. Man sieht, daß 3, eigentlich 4 Kluftrichtungen deutlich bevorzugt sind, nämlich:

	1	2	3	4
Streichen.....	—	N—S	N—S	N—S
Fallen.....	schwebend	30° W	85° O	50° O

Ein Gürtel größerer Häufigkeit verbindet diese Maxima.

Dagegen sind die Streichrichtungen O—W mit steilem N- und S-Fallen fast gar nicht vertreten. Auch die Kluftrichtung N—45 bis 60—O mit steilem SO-Fallen, die im Granitgneis der oberen Stufe tektonisch immer wieder zu Wort kommt, ist kaum angedeutet.

Die Verschiebungsklufflächen liegen fast alle in einer Zone mit horizontaler, N—S streichender Achse, wobei das Wort Zone ähnlich wie in der Kristallkunde als Sammelbegriff aller zu einer Geraden parallelen Ebenen angewendet ist.

Es ist kein Zufall, daß die Striemung der meisten Harnischflächen mit der Achse dieser Zone nahezu zusammenfällt.¹⁾

Im Jahrbuch 1930 (L 3) sind die meist morphologischen äußeren Merkmale beschrieben, die zur Erkenntnis führten, daß die Peridotit-schlucht zwischen Enzingerboden und Wiegenböndl verhältnismäßig jungen Ursprungs ist und einer tektonischen Achse, einem Schaltstreifen, folgt. Die Statistik der Verschiebungsklüfte bestätigt nun aus dem Gestein heraus das Ergebnis äußeren Augenscheinens. Die Achse der Kluffzone fällt nämlich mit der Talachse zusammen.

Die Talanlage ist mittel- bis spättertiär. Aber die Bewegungen in diesem Schaltstreifen haben über das Diluvium bis in die allerjüngste Zeit angedauert. Dafür finden sich in der Umgebung der Stubachschlucht zahlreiche Belege. Zu ihnen zählt vor allem der Bergsturz am Ausgange des Enzingerbodens, der auf bereits größtenteils abgetragenen spätglazialen

¹⁾ Die Harnischstriemung zeigt auf den N—S verlaufenden Flächen ein Ansteigen von 5 bis 15° gegen S.

Schottern liegt. Sein steiler Böschungswinkel spricht für eine allmähliche Entstehung gelegentlich verschiedener Bewegungsphasen. Man muß also auch eine ganze Reihe von Impulsen annehmen. Auch die verhältnismäßig niedere Wand, die über ihm aufragt, ist als sein Nährgebiet nur dann für unsere Vorstellung annehmbar, wenn man sich die Schwerkraft mit Krustenbewegungen verbündet denkt.

Ebenso möchte ich für die vielen kleinen Bergstürze, welche die Gesimse entlang der Talwände mit oft abenteuerlich großen Blöcken beladen haben, die Mitwirkung tektonischer Kräfte in Anspruch nehmen, die bis in die jüngste Zeit tätig waren.

Bei dieser Gelegenheit sei erwähnt, daß im Stubachtal zwei größere Bergstürze aus historischer Zeit verbürgt sind: Der eine löste sich zu Ende des 18. Jahrhunderts von der östlichen Talwand etwa 7 km südlich von Uttendorf, der andere verschüttete am Ostfuß der Teufelsmühle, nördlich des Wiegenkopfes den ausgedehnten Weideboden einer Alm, deren Hüttenruinen heute noch am Rande des Trümmerfeldes stehen.

Im Granitgneis des oberen Stubachtales, in dem die ausgebaute Stufe des Kraftwerkes liegt, wurde als bevorzugte Kluftrichtung die Richtung N—45 bis 60—O mit saigerem oder steilem SO-Fallen beobachtet (L 3). Vor kurzem habe ich auch westlich des Enzingerbodens, im Granitgneis der Rauchwiegen, eine etwa 30 m lange, mehrere Meter weit geöffnete Kluft derselben Richtung gefunden. Die Morphologie bietet uns zahlreiche Belege für die Annahme, daß diese bis in die Gegenwart tätige Kluftschar ihre Wirksamkeit spätestens im mittleren Tertiär begann. Wegen ihrer klaren Beziehung zum tektonischen Streichen — sie steht senkrecht darauf — reicht sie wahrscheinlich noch weiter zurück.

Im Gegensatz hiezu sind als tektonische Kluftrichtungen im Peridotit N—S streichende mit schwebender und saigerer Stellung bevorzugt. Ihre Wirksamkeit fällt in denselben Zeitraum wie die der besprochenen Klüfte des Granitgneises.

Wir sehen also, daß die bevorzugten Kluftrichtungen zur selben Zeit im Peridotit und Granitgneis verschiedene waren, und erkennen damit, daß die Kleintektonik des Peridotits sich eine weitgehende Unabhängigkeit von der der Gneise bewahrt hat, mit denen er durch die Großtektonik der penninischen Decken schon seit langem zusammengeschmiedet ist.

Bei der jetzt häufig gestellten Frage nach der stratigraphischen Stellung der Peridotite im penninischen Deckensystem ist diese Erkenntnis von Wichtigkeit.

Von dieser Regel dürfen wir nur dort eine Ausnahme erwarten, wo die Peridotitmasse eine so geringe Ausdehnung besitzt, daß sie ihre Selbständigkeit gegenüber den umgebenden Gneisen nicht durchzusetzen vermag. Ein Beispiel dafür gibt das schmale Nordende der großen Peridotitlinse am Nordabfall der Wiegenköpfe, der wegen des dort in Aussicht genommenen Wasserschlosses für die zweite Stufe genauer erkundet wurde. Die Aufnahme führte dort zu einer Ergänzung des im Jahre 1930 veröffentlichten Kartenbildes, die in Fig. 6 dargestellt ist.

Eine N—45—O streichende und ungefähr 45° SO fallende Verwerfung tritt dort aus dem Granitgneis der Teufelsmühle in den Peridotit über, hat den Nordzipfel der Peridotitlinse gekappt und ist noch in dem sie überlagernden Amphibolit zu erkennen. Fig. 7 gibt schematische Schnitte durch diese Verwerfung.

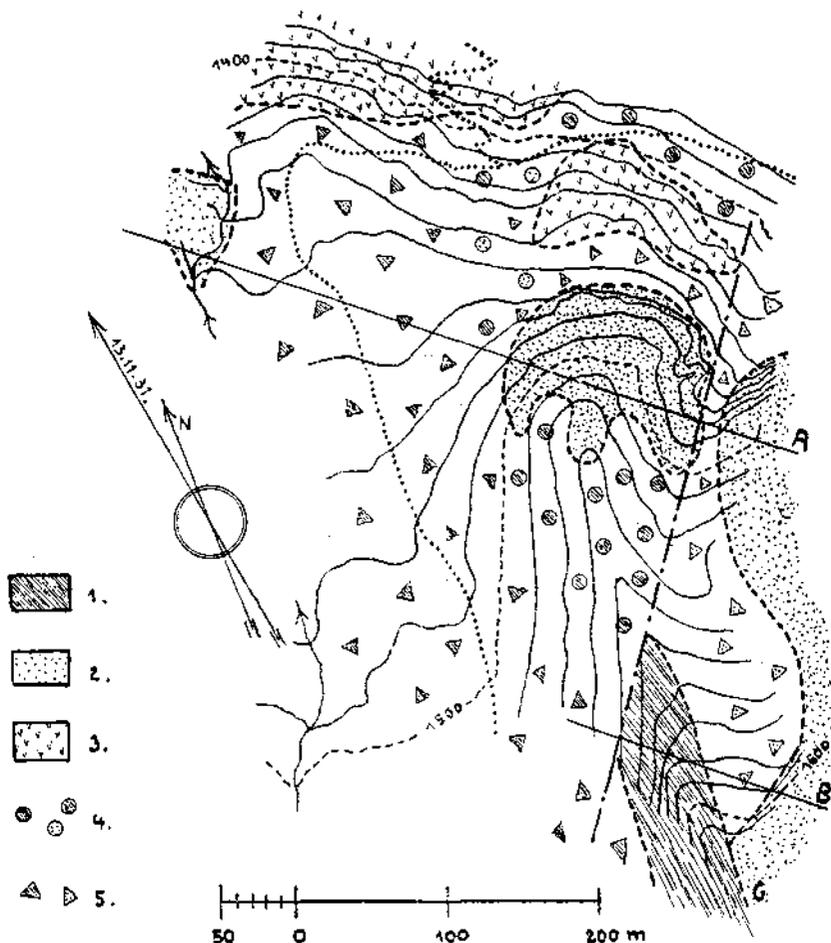


Fig. 6. Nordende der großen Peridotitlinse. 1 = Granitgneis, vielfach serizitisiert, 2 = Peridotit-Serpentin, 3 = Hornblendeschiefer, 4 = Moräne, 5 = Bergsturz. Strichpunktlinie = Verwerfung. A bis C = Querschnitte (s. Fig. 7—8).

Der serpentinisierte Peridotit ist längs dieser Verwerfung geschiefert. Die Erosion hat auch hier die schwache Stelle im Hartgestein zur Eintiefung eines kleinen Tales ausgenützt.

Weiter südlich, bei C (Fig. 6), ist am Kontakt zwischen geschiefertem Serpentin und serizitisiertem Gneis ein 60 cm starkes, ebenfalls geschiefertes Quarzitband eingeschaltet. Die Serizitschiefer sind eng gefaltet (Fig. 8).

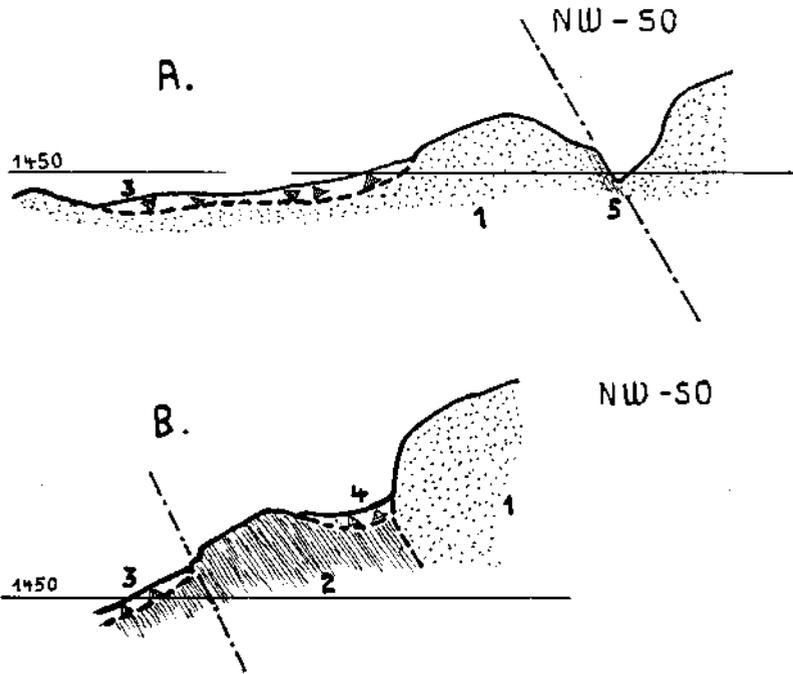


Fig. 7. Querschnitte zu Fig. 6 im selben Maßstab. 1 = Peridotit-Serpentin, 2 = Gneis, vielfach serizitisiert, 3 = Bergsturz aus Granitgneis, 4 = Bergsturz aus Serpentin, 5 = geschieferter Serpentin, z. T. in Chloritschiefer umgewandelt. Strichpunkte = Verwerfung.

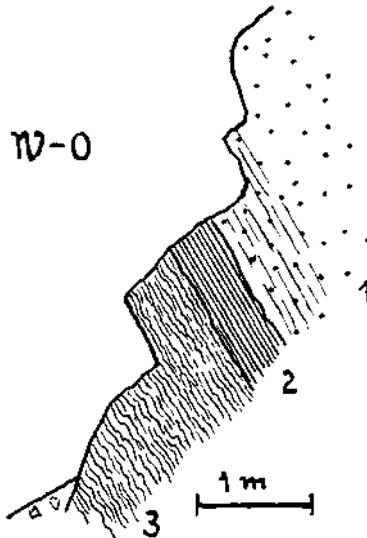


Fig. 8. Kontakt zwischen Zentralgneis und Serpentin bei C (Fig. 6). 1 = Serpentin, am Kontakt geschiefert, 2 = lichter Quarzit, geschiefert, 3 = Serizitschiefer, gefältelt.

Das anstehende Gebirge taucht nach NW unter den riesigen, von der Teufelsmühle herabgekommenen Bergsturz, der in einer Fläche von 1.5 km^2 den Fuß des Berges bedeckt.

Werfen wir zum Vergleich noch einen Blick auf die Kluffstatistik des Granitgneises im Sperrenfundament am Tauernmoos, die sich auf 538 Einzelmessungen erstreckt. Sie ist in Fig. 9 wiedergegeben, die auch so orientiert ist wie die Fig. 4 und 5.

Auch hier hat man es mit einem Massengestein zu tun, aber mit einem metamorphen, das zudem noch gefaltet ist. Hier tritt natürlich die Schieferung *s* als auffallendes Maximum hervor. Es tut dieser Betrachtung, die sich nur auf die Klüftung beschränkt, keinen Eintrag, daß

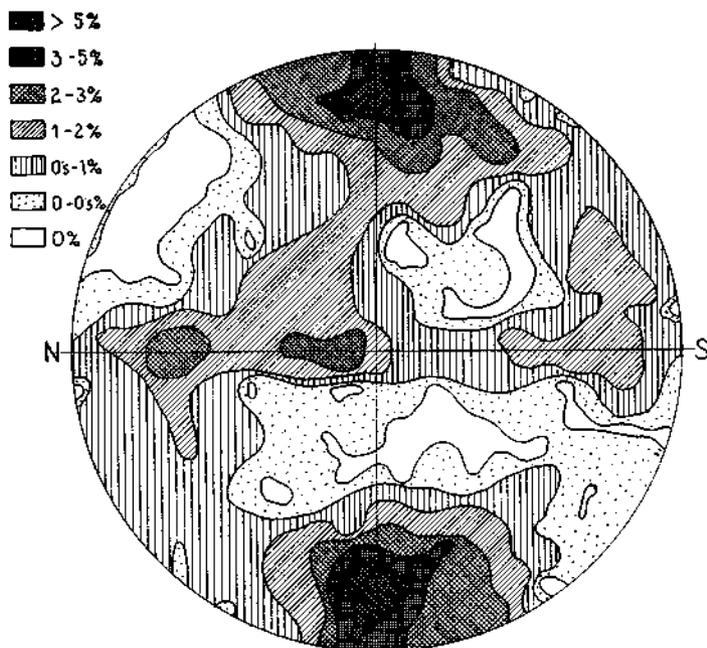


Fig. 9. Statistik der Klüfte im Granitgneis des Sperrenfundamentes am Tauernmoos.

das *s*, dem die Klüftung gerne folgt, im Gefüge verankert ist. Auch die Tatsache, daß das *s* meist als Scherfläche einen Winkel mit der erzeugenden Krafrichtung einschließt, ist hier nicht von Belang, weil sich diese Untersuchung nicht auf das Gefüge erstreckt (L 5).

Die Auswertung der Klüftung in Verbindung mit den gerichteten Eigenschaften des Gefüges bleibt einer späteren Bearbeitung vorbehalten.

Sinngemäß zählen nach unserer Einteilung die in *s* liegenden Klüfte zu den Verschiebungsklüften. Entsprechend den sanft schwebenden Falten im Bereiche des Sperrenfundamentes (L 3, Fig. 12 und Taf. XXI) gibt es eigentlich zwei *s*-Maxima, nämlich eines 10 bis 20° nach O fallend und eines mit derselben Neigung nach W.

Zwei andere Maxima, die sich ebenfalls zusammenfassen lassen, liegen in der steilgestellten Streichrichtung N — 45 bis 60 — O. Diese Richtung steht senkrecht auf die des tektonischen Streichens. Sie ist schon mehrfach als tektonisch wirksamste Kluftrichtung (abgesehen von S) im Granitgneis angeführt worden, bevor noch der statistische Nachweis erbracht worden war.

Ein dritter, schwächerer Häufigkeitsbereich ergibt sich im O — 20 bis 20 — S-Streichen mit saigerem bis steilem S-W-Fallen. Auch diese Kluftrichtung kommt tektonisch und morphologisch zum Ausdruck. Ihr entspricht zum Beispiel die junge Erosionsschlucht zwischen Tauernmoos und Enzingerboden.

Die Befunde aus dem Stollen geben noch zu einer zweiten Frage der regionalen Geologie einen Beitrag:

Bei der Beschreibung der Aufschlußarbeiten wurde schon erwähnt, daß bei jedem Durchstoßen der festen Felsform der Ausgangsschlucht als Auflagerung Stubachgeschiebe angetroffen wurde. Es besteht ganz überwiegend aus Granitgneis und dessen Mineralien (Quarzsand) und umfaßt alle Korngrößen vom Feinsand bis zu 50 cm Durchmesser. Die Geschiebe sind wohl gerundet. Weiters ergab sich, daß dieses Geschiebe wesentlich höher reicht, als die Staukante der festen Felsschwelle des Enzingerbodens liegt. Während diese kaum die Höhe 1437 erreicht, liegt die Grenze zwischen liegendem Geschiebe und hangendem Bergsturz in dem nur 30 m südlich der Schwelle angesetzten Aufbruch IV auf der Höhe 1451.

Dieser Horizont ist aber nur zufällig festgehalten, weil sich auf ihn schützend der Bergsturz gelegt hat; denn zu jener Zeit war der das Tal erfüllende Schuttstrom schon wieder größtenteils ausgeräumt. Gerade im Talquerschnitt der Felsschwelle hat der zur Bestimmung der künftigen Sperrlänge durch den Bergsturz getriebene Stollen in der Höhe von 1468 m zwischen Bergsturz und Felswand unzweifelhafte Reste von Stubachsand und -geschiebe erschlossen.

Eine Zuschotterung, deren obere Grenze um einige Dutzend Meter über der Felsschwelle liegt, kann sich nicht auf die Verlandung der Wanne des Enzingerbodens beschränkt haben, sondern muß das Tal weithin und über alle Talstufen hinweg erfüllt haben.

Man konnte daher erwarten, daß sich auch sonst noch an den Talhängen Reste dieser Verschotterung finden ließen. Bisher ist dies aber nicht gelungen.

Der Grund dafür mag vor allem in der Bedeckung der — noch dazu bewaldeten — Talhänge mit späteren Ablagerungen liegen, nämlich mit Moränen der Schlußvereisung, Hangschutt und Bergsturz.

Daß jene Moränen, die allenthalben die Hänge der ganzen Stubachschlucht zwischen Enzingerboden und Wiegenböndl bedecken, der Schlußvereisung angehören, geht aus folgender Überlegung hervor:

Der Fels unter ihnen zeigt unzweifelhaft die Bearbeitung und Formung durch eine Großvergletscherung. Diese kann nur die Würmvergletscherung gewesen sein, weil sich in dem seither tektonisch stark bewegten Gebiet die Zeugen einer früheren Großvergletscherung nicht so gut erhalten hätten können.

Somit müssen die darüberliegenden Moränen entweder der Würmeiszeit oder einer späteren Vergletscherung angehören. Nun liegen aber die Schotter, die durch die Sondierarbeiten am Ausgang des Enzingerbodens angefahren wurden, unmittelbar auf den Gletscherschiffen der Würmeiszeit. Bei der Mächtigkeit, mit der die Schotter das ganze Tal erfüllen, ist mit Sicherheit anzunehmen, daß sich von ihnen auch noch Reste an den freien Talhängen erhalten haben. Und zwar müßten die Schotterreste auf den Moränen liegen, wenn diese Moränen Würmemoränen wären. Es finden sich aber keine Schotterreste an den Talhängen. Sie müssen daher entweder unter den Moränen liegen oder von dem jenen zugehörigen Eisstrom ausgeräumt worden sein. In beiden Fällen sind die Moränen jünger als die Schotter, daher nicht Würmemoränen. Deshalb können sie nur der Schlußvereisung zugewiesen werden.

Trotz scheinbaren Fehlens von Schotterresten gibt es aber doch Höhenmarken der Zuschotterung des Tales, und zwar in Form von Kolken im anstehenden Peridotit der Talflanken.

Von der Autostraße zwischen Niederwinkelbrücke und Enzingerboden kann man an zahlreichen Stellen der östlichen Talwand hoch über der Straße in den vom Eis geglätteten Felswänden solche Kolke wahrnehmen, die zweifellos vom Wasser ausgeschliffen wurden. Fast alle liegen in Lee der Richtung des Eisstromes. Dies und ihre ganz bezeichnende Form schließen ihre Entstehung durch Eiserosion aus und erklären auch ihre gute Erhaltung trotz der Überflutung durch das Eis der Schlußvereisung.

Man sieht sehr schön, daß diese Kolke nachträglich in die vom Eis geschaffenen Großformen eingetieft wurden.

Für diese Kolke gibt es nur die eine Erklärung, daß die Stubache zur Zeit, als ihr Tal hoch zugeschottert war, auf der Schotterfläche hin- und herpendelte und dabei die seitlichen Felswände ankolkte. Daber können wir die Kolke als Höhenmarken der Talverschüttung ansehen.

Die höchsten beobachteten Kolke liegen am Enzingerboden 31 bis 33 m über der heutigen Schotterfläche des Bodens. Kolke, deren Deutung zweifelhaft ist, finden sich noch höher. In der Niederwinkelschlucht beträgt der Höhenunterschied zwischen der heutigen Talsohle und den seitlichen Kolken bis zu 70 m.

In Fig. 10 ist eine Anzahl dieser Kolke in einem Längenschnitt des Stubachtals zwischen Grünsee und Niederwinkelbrücke eingetragen sowie der aus ihnen ermittelte Verlauf der Schotteroberfläche.

Die so erhaltene Oberfläche wird natürlich nicht genau mit dem wirklichen Höchststande der ehemaligen Zuschotterung übereinstimmen, sondern etwas unter ihr liegen. Die Einschotterung hat den unter ihr begrabenen Stufenbau des Tales zwar nicht verwischt, aber doch merklich ausgeglichen. Die Schotteroberfläche wies daher auch in den Flachstrecken ein kräftiges Gefälle auf. Diese Tatsache geht auch aus der Korngröße der Rollsteine hervor, die sich in den Aufschlüssen am Ausgange des Enzingerbodens fanden.

Die Kolke zeigen sich nur in der Talstrecke, die im Peridotit liegt. Weiter oben, im Granitgneis der Daberlschlucht, die zum Grünsee hinaufführt, lassen sich keine Kolke mehr feststellen. Das ist nicht verwunderlich; hat doch dieses Gestein in seinen Steilhängen auch die Spuren der

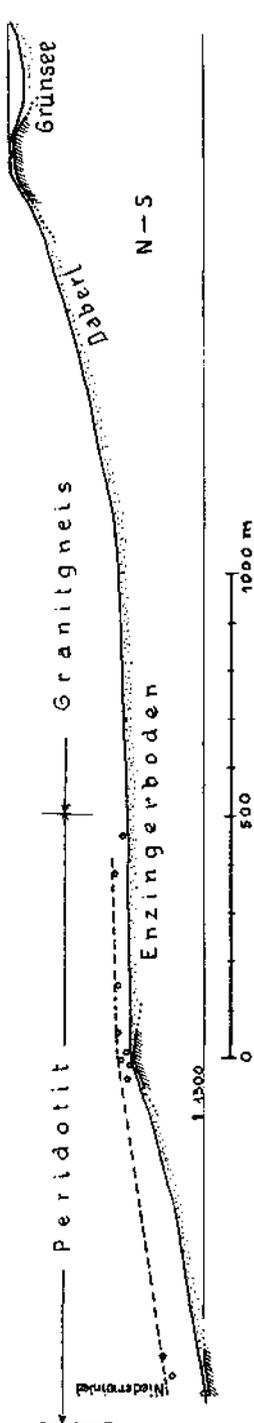


Fig. 10. Längenschnitt durch das Stubachtal vom Grünsee bis zum Niederwinkl. Voll ausgezogen = heutige Talsohle (mit Schraffen bei anstehendem Fels), gestrichelt = Höhe der ehemaligen Talverschüttung, Ringelpunkte = Wasserkolke am rechten Talhang.

Eisbearbeitung nicht mehr so unverwundet festhalten können. Nur die außerordentliche Härte und Zähigkeit des Peridotits konnte die verhältnismäßig unscheinbaren Schriftzeichen einstiger Wassertätigkeit durch viele Jahrtausende bewahren.

Reithofer berichtet aus dem Ferwall in Westtirol ebenfalls über mächtige Talverschüttungen, die er in die Zwischenzeit zwischen Würmeiszeit und Schlußvereisung stellt. (L 4.) Auch Ampferer¹⁾ fand ebensolche im obersten Tiroler Inntal und im Zillertal.

Zweifellos handelt es sich bei diesen mächtigen Verschüttungen nicht um einen Vorgang, der nur einzelne Täler betroffen hat, sondern um eine regionale Erscheinung von weiter Verbreitung. Es fällt auf, daß bisher so wenig Spuren dieser Großverschotterung gefunden worden sind.

In den Jahren 1927 und 1928 hatten wir versucht, die Schwebstoff- und Geschiebemenngen zu erfassen, die die Zubringer des Tauernmooses jährlich in seinem Becken ablagern. Der Ausgangspunkt dieser Untersuchungen waren zweierlei Messungen der im Tauernmoosbach am Sperrenprofil mit geführten Schwerstoffe. Aus Bezuglinien zwischen der relativen Schwerstoffführung des Wassers und den zugehörigen Pegelständen konnte die Gesamtmenge der jährlichen Ablagerungen berechnet werden. (L 3.)

Mit dem Beginn des Seestaaues im Jahre 1928 hörten die dortigen Pegelmessungen auf und damit die Möglichkeit, jene Berechnungen fortzusetzen. In den Jahren 1929/30 wurde nur der tägliche Gesamtzufluß zum See am Seepegel gemessen.

Dagegen gab der erste Vollanstau des Sees im Frühjahr 1929 Gelegenheit, die damals errechneten Werte durch eine unmittelbare Messung der Ablagerungen zu überprüfen. Der See gibt bei seiner Abarbeitung zwar schon im Spätwinter das Delta frei, das sein Hauptzubringer, der Ödwinkelbach, im vorhergehenden Sommer

¹⁾ Nach brieflicher Mitteilung.

angeschüttet hat. Doch ist seine Untersuchung erst nach der Schneeschmelze, also knapp vor dem Wiederaufstau, möglich. Sie erfolgte am 23. Juni 1930 bei einem Wasserstand von 1995 m.

Ein Blick auf Fig. 11 zeigt, daß bis dahin der zwischen den Seehöhen 1995 und 2003 gelegene Teil des Sees erst einmal gefüllt worden war. Das innerhalb eines Jahres vom Ödwinkelbach angeschüttete Delta wurde nun in einer Reihe von Profilen, die quer über den ganzen Talboden des Tauernmooses reichten, aufgenommen. An rund 60 Stellen wurde mit der Schaufel durch die junge Ablagerung bis zum alten Boden durchgegraben. Die Grenze zwischen beiden war wegen der Grasnarbe auf der alten Oberfläche sehr scharf zu erfassen.

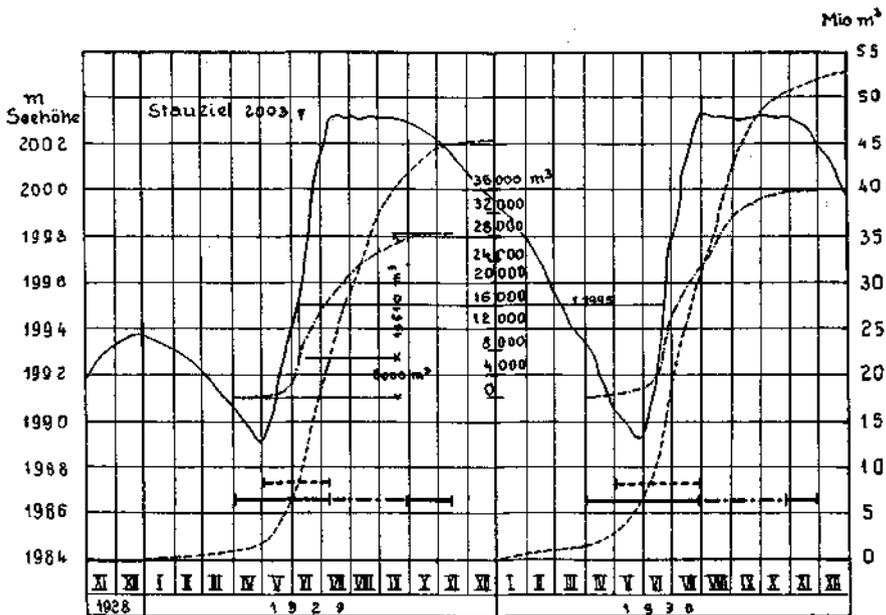


Fig. 11. Schematische Hydrographie des Tauernmoossees in den Jahren 1929/30. Feine Linien: voll = Seestandslinien, gestrichelt = Zuflußsummenlinien, Strichpunkte = Schwerstoffsummenlinien. Kräftige Linien: voll = Auflandung im tieferen Seebecken, Strichpunkte = Auflandung im Delta des Zubringers, gestrichelt = Abtrag im Delta des Zubringers.

Ein eigentliches Delta hat sich nur an der Mündung des Ödwinkelbaches in den Vollstau bilden können. Seine Mächtigkeit nahm von der Bachmündung nach dem See zu von 1.0 m auf 0 verlaufend ab. Seine Breite betrug 200 m, seine Länge 300 m. Es war also sehr flach gebaut.

Die neue Verlandung besteht aus einem Gemenge von Schlamm, Sand und Schotter. Das Feinkorn zeigte fast überall eine dünne Schichtung. In der Nähe des Stromstriches wechseln Lagen aus vorwiegend Schotter mit sandigen Schichten ab. Ausgesprochene Deltaschichtung war nirgends zu beobachten.

Wie vorauszusehen war, fand sich eine erhöhte Anschüttung längs des ganzen Bachlaufes innerhalb des Seebeckens; ein beim schnellen Seeanstieg in die Länge gezogenes Delta. Abgesehen von diesem Streifen längs des Baches, nimmt die Korngröße des Geschiebes von der Mündung gegen den See zu schnell ab. Schon in 30 m Entfernung sinkt sie unter 1 cm.

Der Inhalt der neuen Ablagerung des Ödwinkelbaches oberhalb der Höhe 1995 betrug $19.510 m^3$.

Wie erwähnt, waren in der Zeit, in der dieses Delta aufgeschüttet wurde, dreimal tägliche Pegelmessungen des Zuflusses nicht mehr möglich; deswegen konnte auch ein unmittelbarer Vergleich mit den Messungen der Jahre 1926 und 1927 nicht vorgenommen werden. Aus jenen Messungen läßt sich aber eine Bezuglinie zwischen der monatlichen Wasserzuflußmenge und der Menge der Feststoffe ableiten und auf dieser Grundlage die Schwerstofffracht berechnen. In der vereinfachten Fig. 11 sind die Summenlinien der so ermittelten Schwerstoffführung und auch die Seezuflüsse eingetragen. Aus dem Schaubild ist die über der Höhe 1995 liegende Zuschüttung des Jahres 1929 mit $28.600 - 6000 = 22.600 m^3$ zu entnehmen. Der Unterschied gegenüber den unmittelbar gemessenen Ablagerungen von $19.500 m^3$ beträgt $3100 m^3$, das ist 15 %, und liegt innerhalb der Fehlergrenze des Verfahrens.

Damit sind die Messungsergebnisse der Jahre 1926/27 bestätigt und die beiden damals angewandten Meßverfahren haben sich bewährt.

Die besprochene Probe läßt sich leider in den folgenden Jahren nicht wiederholen, denn die Grenzen zwischen den einzelnen Jahrgängen der jungen Ablagerungen sind nicht scharf. Zudem wird der Vorgang der Aufschüttung immer unübersichtlicher vom Spiel des Abtrages überlagert, das der Bach im Frühjahr zwar nur durch kurze Zeit, aber mit voller Kraft ausführt. Auch im Frühjahr 1930 war das Delta schon von einer tiefen Erosionsrinne durchschnitten.

Es ist auffallend, daß die größten Rollsteine, die im neuen Delta zu finden waren, knapp die Ausdehnung von 9 cm erreichen. Selbst im Baggerfeld, das 800 m unterhalb liegt, traf man beim Gewinnen des Betongutes für den Sperrbau Rollsteine von 20 bis 30 cm Korn an. Allerdings gehörten diese Stücke einem alten Schotterbestande an, was aus den Oxydationsspuren an der Oberfläche der einzelnen Stücke hervorgeht. Denn auch unter den jungen Schottern, die — etwa während der letzten Jahrzehnte — durch Hochwasser in das Tauernmoos gebracht wurden, findet man nicht mehr so große Stücke. Die Korngröße hat also seit dieser Zeit abgenommen.

Etwas Ähnliches habe ich am Ochsenboden im obersten Montafon beobachten können. Darin scheint sich eine Schwankung in der Intensität des Gebirgsabtrages auszusprechen, die wahrscheinlich auf klimatische Ursachen zurückgeht.

Benutztes Schrifttum.

1. O. Ampferer, Über die Ablagerungen der Schlußeiszeit in der Umgebung des Arlbergpasses. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 1929.
2. O. Ampferer und H. Ascher. Über geologisch-technische Erfahrungen beim Bau des Spullerseeewerkes. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 1925.
3. H. Ascher und K. Powondra. Über geologisch-technische Erfahrungen beim Bau des Stubachwerkes. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 1930.
4. O. Reithofer, Über den Nachweis von Interglazialablagerungen zwischen der Würmeiszeit und der Schlußvereisung im Ferwall- und Schönferwalltal. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 1931.
5. B. Sander, Gefügekunde der Gesteine, Wien 1930, Springer.
6. W. Schmidt, Gefügestatistik, Tschermaks min. u. petrogr. Mitteilungen, 1925.
7. W. Schmidt, Gefügesymmetrie und Tektonik, *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 1926.

Die Grauwackenzone zwischen Enns- und Paltental (Steiermark).

Von Wilhelm Hammer.

(Mit 1 Tafel und 1 Textfigur.)

Im nachfolgenden soll über die Schichtenentwicklung und den Bau der Grauwackenzone zwischen dem Ennstal von Selztal bis Admont und dem Paltental von Rottenmann bis Gaishorn berichtet werden, auf Grund der im Sommer 1931 für die Herausgabe des Spezialkartenblattes Admont—Hieflau durchgeführten Aufnahmen. Ergänzt werden dieselben durch frühere Bereisungen (1927) in der Gegend von Gaishorn—Spielkogel. Entsprechend der Umgrenzung des Kartenblattes ist auch der Grauwackenbereich am linken Ufer des Paltentals zwischen Rottenmann und St. Lorenzen einbezogen. Die Darstellung kann an die 1924 veröffentlichten Ergebnisse (1) meiner Aufnahmen im Liesingtal anknüpfen, wenn auch das zwischen beiden Gebieten liegende Stück der Grauwackenzone von Gaishorn bis Wald noch nicht in die Aufnahme einbezogen werden konnte, weil zwischen den beiden Teilstücken weitgehende Übereinstimmung in den Ablagerungen und ihren Lagerungsverhältnissen besteht. Außerdem bilden Bereisungen, welche ich 1926, 1927 und 1931 in der Radmer und im Johnsbachtal gemacht habe (2), und die eingehenden, neuen Untersuchungen G. Hießleitners (3) im ersteren Talbereich eine Brücke zwischen beiden Gebieten.

Herr Ing. G. Hießleitner war so freundlich, mir auch seine noch ungedruckte neue Aufnahme des Johnsbachtales zur Einsichtnahme zur Verfügung zu stellen, wofür ihm auch hier bestens gedankt sei.

In dem Gebirgsabschnitt zwischen Admont, Rottenmann und Gaishorn lassen sich drei geologische Einheiten unterscheiden:

1. Die graphitreichen Schiefer und Konglomerate, begleitet von Kalken und Grünschiefer, welche zusammen dem entsprechen, was im Liesingtal als „graphitführendes Karbon“ beschrieben wurde. Sie liegen auch in der Fortsetzung des Streichens jener Gesteine im Liesingtal, über Wald, Treglwang nach Gaishorn und nehmen ähnlich wie im Liesingtal die sonenseitigen Talhänge ein bis zur Höhe der Seitenkämme.

2. Phyllite ohne Einlagerung anderer Gesteine, der Gesteinsart nach den Phylliten über dem Rannachkonglomerat im Liesingtal gleichend. Sie liegen über den graphitführenden Schichten und haben ihre tektonische Entsprechung in dem schmalen Phyllitzug, der von Mautern bis in die Teichen das Graphitkarbon überlagert.

3. Die Grauwackenschiefer mit Quarzkonglomeraten, Kalkbreccien und Grünschiefern. Sie nehmen den Kamm vom Dürrenschöberl bis zum Klosterkogel ein und seine Nordhänge bis zur Sohle des Ennstals und setzen sich von der Kaiserau über den Lahngangkopf und die Flitzenbachschlucht ins Johnsbachtal fort. Ihnen entsprechen im Kallwanger Gebiet die feinschichtigen Grauwackenschiefer, die auch hier über dem Phyllit liegen, aber getrennt von ihm durch den unteren Zug von Blasseneckporphyroid.

Die Porphyroide und ebenso der „erzführende Kalk“ (Silurdevonkalk), welche im Liesingabschnitt am Zeiritzkampelkamm so mächtig entwickelt sind, kommen im Gebiet westlich der Flitzenbachschlucht nur als ganz untergeordnete und seltene Einschaltungen vor und spielen dort im Gebirgsbau keine Rolle. Sie setzen östlich des Flitzenbachs unvermittelt mit jener großen Mächtigkeit ein, welche sie im Johnsbachtal und östlich davon besitzen.

Die graphitführenden Schichten nehmen im Paltentale auch die unteren Hänge an der linken Talseite zwischen St. Lorenzen und Rottenmann ein. Während das Graphitkarbon von Kallwang aber durch eine breite Zone von Phyllit und dessen Grundkonglomerat von den Gneisen der Sekauer Tanern getrennt ist, fehlt hier ein Grundkonglomerat und ist die graphitführende Serie dicht an die Gneise der Bösensteinmasse herangerückt.

Am Sattel hinter dem Kalkfelsgrat von P. 1209 (SW von Siegsdorf) stehen sich Kalk der Graphitserie und Bösensteingranit, nur durch eine schmale, aufschlußlose Rinne getrennt, gegenüber; weiter gegen NW liegen am Sattel hinter P. 1217 desselben Kalkzuges schwarze Tonschiefer und halbphyllitische Schiefer zwischen dem Kalk und dem von Gneis überstretten Hang des Bösensteinmassivs. Bei P. 1165 (SO von Rottenmann) treten in gleicher Einordnung außer den dunklen Tonschiefern am Fuß der Gneishänge stark gestreckte, lichte serizitische Schiefer auf. Ebenso stehen am linken Einhang des Grabens ober dem Gr. Schindlhof (bei Rottenmann) zunächst dem Gneis wellige oder feingefaltete und gestreckte silbergraue Phyllite und feinschuppige, glimmerreiche Serizitschiefer (steilenweise mit eingesprengtem Pyrit) an. Der Gesteinsart nach könnten sie ebensogut den unter 2. aufgezählten Phylliten als der Graphitserie angehören. Da sie aber gegen außen bald mit dunklen und schwarzen Tonschiefern wechsellageru und weiterhin (gegen NW) auch graphitische Schiefer auftreten, sind sie wohl eher letzterer Gesteinsgruppe zuzurechnen. Der ganze Schichtstreifen fällt steil vom Gneisgebirge ab gegen NNO oder N.

Außer dem örtlichen Befund läßt auch die weiter unten beschriebene tektonische Struktur der ganzen graphitführenden Serie beiderseits des Paltentales darauf schließen, daß die Anlagerungsfläche der Grauwackenzone an das Bösensteinmassiv auf dieser Strecke eine tektonische ist.

Die Neuaufnahme des Spezialkartenblattes Admont-Hieflau ist nunmehr beendet; der große kalkalpine Hauptteil desselben ist von meinem Freunde und Arbeitsgefährten Otto Ampferer aufgenommen worden, der bedeutend kleinere Grauwackenbereich wird in dem Gebiet vom Kamm Treffneralm-Spielkogel-Niederbergalm bis zum südlichen und

westlichen Blattrande nach meinen Aufnahmen, im Johnsbachtal und den Radmertälern hauptsächlich nach den Aufnahmen von G. Hiebleitner mit einzelnen Ergänzungen von mir gezeichnet werden. Da das Blatt voraussichtlich bald in Druck gelegt werden wird, kann hier von der Beigabe einer Kartenskizze abgesehen werden.

Im nachfolgenden sollen zunächst die Schichtgruppen in der Reihenfolge, in welcher sie sich von unten nach oben übereinander aufbauen, besprochen und daran die Darstellung der tektonischen Verhältnisse angeschlossen werden.

Die graphitführenden Schichten und ihr Liegendes.

Aus der seit Sturs Zeiten dem Karbon zugezählten graphitführenden Serie hebt sich eine Gruppe von Gesteinen heraus, welche im übrigen Verlauf der Serie nicht wiederkehrt und ihrer Lagerung nach das Liegende derselben bildet; es sind die Quarzite und Quarzitschiefer der Flitzenbachschlucht, welche eine Aufwölbung bilden, die allseits von den graphitführenden Schichten ummantelt wird. Fr. Heritsch (4) hat bereits 1912 das schön aufgeschlossene Profil jener Schlucht näher beschrieben; die Kartenaufnahme ergab, daß die Antiklinale nicht nur am Kamme der Weidalm (Wartalm der Karte) an der linken Flanke der Schlucht (2 b), sondern auch im Westen, am Südgehänge des Wagenbänkberges, bald unter die graphitführende Serie wieder untertaucht und so nur eine engumgrenzte Aufwölbung darstellt.

Das vorherrschende Gestein sind weiße bis lichtgraue, feinkörnige bis dichte Quarzite, meist dickbankig, streckenweise aber auch dünnbankig bis dünntafelig. Die meist vorhandene lockere Muskovitbestreuung der Bankungsflächen verstärkt sich mitunter zu Serizitbelagen und bei gleichzeitigem Auftreten und Zunahme des Muskovits im ganzen Gestein gehen dann mit allen Übergängen Serizitquarzite und quarzitisches Serizitschiefer hervor oder auch Phyllite mit Quarzfasern. Durch Feldspatführung entwickeln sich stellenweise auch arkoseartige Bänke (Wagenbänkberg, Südosthang). Am Südostkamm des Wagenbänkberges erscheint in 1200—1300 m Höhe ein kurzfaseriger weißer Quarzit mit dünneren Serizitfasern, der mit HCl schwach aufbraust.

Den tiefsten erschlossenen Kern der Antiklinale in der Schlucht nehmen serizitreiche Schiefer im Wechsel mit Quarzitbänken ein.

In den höheren Lagen des Sattels treten dann silbergraue Phyllite in mächtigeren Lagen auf und wechseln mit einzelnen Quarzitbänken ab. Soweit die dichte Bewaldung Einblick gewährt, vertreten sich beide Gesteine auch im Streichen, u. zw. erreichen gegen W hin die Phyllite die Übermacht.

Die Abgrenzung gegen das Hangende ist insofern keine scharfe, als die gleichen Phyllite auch in der graphitführenden Folge wiederkehren.

In der Flitzenbachschlucht sind im südlichen Flügel der Antiklinale unter den obersten Quarziten (bei der 1. Talsperre) noch Graphitschiefer aufgeschlossen; im nördlichen Abfall des Sattels begegnet man in der Schlucht die ersten schmalen Graphitschieferlagen inmitten des oberen breiten Zuges weißer Quarzite. Die weiterhin gegen oben folgenden mehrfachen Graphitschieferlagen schalten sich in Phyllite ein.

Deutlicher ist die Abgrenzung am Kamme des Wagenbänkberges, da hier (deutlich an der Südostecke) konglomeratische Ablagerungen zusammen mit Graphitschiefer und dunklen, dünnblättrigen Tonschiefern und Halbphylliten über der Quarzserie folgen. Auch am West- und Südrand des Wagenbänkberges liegen auf den Liegendquarziten konglomeratische und feinklastische Gesteine der graphitführenden Serie, doch verhindert der Mangel an Aufschlüssen im Waldgehänge eine schärfere Abgrenzung.

Ein gutes Profil durch die Grenzzone bietet am Südrand der Graben bei Bichelmaier (westlich von Gaishorn), wo man von unten kommend zuerst dunkelgraue, sandigquarzitische Schiefer und Graphitschiefer antrifft und steil unter sie (gegen S) einfallend die weißen Quarzite, welche dann wieder von silberglänzenden Phylliten unterlagert werden. Infolge der Drehung im Streichen an der Westabwölbung der Antiklinale verbleibt der Graben hoch hinauf in den Phylliten, die stellenweise in Serizitquarzite übergehen.

Die **graphitführende Schichtenfolge** selbst ist am besten im Dietmannsdorfer Graben (Lichtmeßdorfer Graben der Karte) aufgeschlossen und in den beiden Gräben bei Bärndorf (Mühlgraben und Bärndorfer Graben). (Siehe Tafel IV.)

Die schieferigen Bildungen im ganzen Bereich bestehen aus dunkelgrauen, sandigen Schiefen, aus blättrigen graphitischen Schiefen mit örtlich und lagenweise wechselndem Graphitgehalt, aus halbphyllitischen, feinrunzeligen, dunkelgrauen bis schwarzen Schiefen und schließlich aus silberglänzenden welligen Phylliten. Der Graphitgehalt steigt im Bereich von Blatt Admont—Hiefau nirgends bis zur Bildung abbauwürdiger Lagerstätten — die wenigen Schürfvorsuche in diesem Bereich sind schon am Beginn als fruchtlos aufgegeben worden —, wohl aber enthalten die graphitischen Schiefer bei St. Lorenzen (Nordrand des Blattes St. Johann a. T.) bauwürdige Graphitlager.

In den beiden Bärndorfer Gräben sieht man in guten Aufschlüssen den vielmaligen Wechsel konkordant liegender Phyllite mit Graphitschiefer und schwarzen Tonschiefern und Halbphylliten, ebenso bei Gaishorn. Im Dietmannsdorfer Graben und südlich Rottenmann treten Phyllite sehr zurück und überwiegen die weniger metamorphen sandigen und tonigen graphitischen Gesteinsarten.

Wie die Untersuchungen von Foullon (5), Weinschenk (6) und Heritsch (4) gezeigt haben, sind viele der graphitischen Schiefer chloritoidhaltig, doch wird der Gehalt selten dem unbewaffneten Auge erkennbar.

Ein bezeichnendes Glied in der Serie sind die konglomeratischen Ablagerungen. Sie werden eingeleitet durch graue, quarzitischeschieferige Gesteine mit wenigen, kleinen (2—4 mm) und undeutlichen Geröllchen; bei der Umwandlung in Quarzite sind Geröllchen und Bindemasse einander angeglichen, die Schichtflächen mit serizitischem, grauem Belag überzogen worden. Auch in den deutlich konglomeratischen Gesteinen erreichen die Gerölle selten mehr als Walnußgröße, meist bleiben sie in Kirschengröße oder darunter. Es sind durchwegs Quarzgerölle; vom Sunk bei Trieben gibt Heritsch (4, S. 45) auch Gerölle

von Bösensteingranit an. Er beschreibt auch bereits die starke Auswulzung der Gerölle im Konglomerat bei Dietmannsdorf (a. a. O. S. 47).

Das metamorphe Bindemittel der Konglomerate ist grau, quarzitisch-serizitisch, ohne stärkeren Graphitgehalt; hell treten aus ihm die weißen Quarzgerölle hervor.

Im Dietmannsdorfer Graben sind zwei Horizonte mit Konglomeraten aufgeschlossen, welche sich auch zum Wagenbänkberg fortsetzen; der im oberen Teil des Grabens, im Hangenden, aufgeschlossene ist der bedeutend mächtigere.

In den beiden Bärndorfer Gräben fehlen Konglomerate und ebenso westlich davon; desgleichen im Zug St. Lorenzen—Rottenmann.

Es tritt vom Dietmannsdorfer Graben westwärts ein Facieswechsel in der graphitführenden Folge ein, indem mit dem Verschwinden der Konglomerate die kalkigen Ablagerungen einsetzen, u. zw. erscheinen die Kalke in den Bärndorfer Gräben gerade in den obersten Teilen des Profils, wo im Dietmannsdorfer Graben die Konglomerate am stärksten entwickelt sind. Auch im Rottenmanner Zug kommen gleichzeitig mit dem Wegfall der Konglomerate die Kalke zu starker Entfaltung. Erst im Sunk bei Trieben treten wieder Konglomerate in den Graphitschiefern auf. Der benachbarte Triebensteinerkalk gehört aber nicht dem „Graphitkarbon“ an, sondern ist wahrscheinlich altpaläozoischen (devonischen) Alters (siehe Heritsch, 7, 8, 9) und durch Störungslinien vom Graphitkarbon getrennt. Erst bei Hohentauern und Brodjäger tauchen wieder einzelne kleine Kalklager in der graphitführenden Serie auf.

Die kalkigen Ablagerungen der graphitführenden Schichtgruppe lassen zweierlei Ausbildung erkennen, nämlich als kristalliner Kalk und als flaseriger Kalkglimmerschiefer.

Ersterer tritt hauptsächlich südlich der Palten zwischen Rottenmann und St. Lorenzen auf, wo er eine Reihe von Felsköpfen in 1100—1200 m Höhe bildet und an deren Gehänge vielfach noch in kleinen Begleitlagern und Linsen zum Vorschein kommt. Es sind zumeist graue, seltener weiße Kalke, dicht bis feinkörnig kristallin; Dickbankigkeit wechselt ab mit Zwischenlagen von dünntafeliger Schichtung, wobei die einzelnen Lager oft auch in der Färbung und der Kristallinität verschieden sind, z. B. ober Schindlhot und bei P. 1165. Bei P. 1209 ist er brecciös struiert. Im Graben zwischen P. 1165 und P. 1217 trifft man weiße Kalke, deren Schichtflächen mit Graphitschiefer dünn belegt sind.

Am rechten Paltenufer treten bei Büschendorf eine große und ein paar kleinere Linsen von weißem, grobzuckerkörnigem Marmor auf, von denen die große Linse zur Schottergewinnung abgebaut wird. Zur Gewinnung größerer Blöcke ist er untauglich wegen der dichten Klüftung in zwei bis drei Richtungen; auch einzelne dünne, glimmerreiche Schieferlagen durchsetzen ihn. Im Marmor finden sich selten kleine Nester eines lebhaft grünen, großschnppigen Glimmers. Nach der von Bergrat Dr. O. Hackl ausgeführten quantitativen Bestimmung enthält der Glimmer 0·02% Cr_2O_3 , kann also noch nicht als Fuchsit bezeichnet werden.

Der gleiche weiße Marmor taucht auch wieder östlich Wölfing in einer großen Linse ober dem Weg nach Bärndorf und in einer kleinen unter demselben auf. Zwei je ein paar Dezimeter dicke Bänke stecken konkordant im hangenden Phyllit, dicht ober der großen Linse; die untere Linse ist von Grünschiefer umgeben.

Eine geringmächtige Bank dunkelgrauen dichten Kalkes mit gänzlich umkristallisierten, schwarzen Krinoidenstügliedern ist am Wölfinger Weg nahe ober Bärndorf, unterhalb des Kalkglimmerschiefers zu sehen.

Die flaserigen Kalkglimmerschiefer folgen dem oberen Rand der Graphitschiefergruppe an der rechten Paltentalseite. Sie setzen östlich Büschendorf, unter den Marmorschollen bei Wölfing, ein und erreichen schon hier eine beträchtliche Mächtigkeit. In Bärndorfer Graben erscheinen sie in zwei starken Lageru, über denen noch ein dünnes folgt. Das obere der dicken Lager streicht vom Wölfinger Graben an zusammenhängend bis zum Sattel über den der Weg Kaiserau—Dietmannsdorf führt und läuft dann gegen den Kleeriedel hin rasch aus.

In gleicher geologischer Einordnung beobachtet man weiter östlich noch in der Flitzenbachschlucht bei der Einmündung des Wagenbänk-baches ein geringmächtiges Vorkommen solcher Flaserkalkschiefer und ebenso wieder bei dem Gehöft Poser ober Gaishorn.

Die flaserigen Kalkglimmerschiefer zeigen im Querbruch Flasern von dichtem bis feinkörnigem Kalk von durchschnittlich 5—10 mm Dicke, von hell gelblicher oder licht gelblichroter Färbung; die Schieferungsflächen sind bedeckt mit grüngrauen, runzeligen oder striemigen Serizitlagen. Die Flaserlagenstruktur wird nicht selten undeutlich in glimmerreichen Lagen infolge stärkerer Durchwachsung des Kalkes mit Glimmerschuppen; andernorts nimmt dagegen der Glimmergehalt ab und es treten dickere, massige Kalklagen auf, die miteinander verfließen.

Daß die beiden Formen kalkiger Ablagerungen eng miteinander verbunden sind, sieht man u. a. an dem kleinen Kalkvorkommen unter dem Gehöft Kalcher, ober der Straße Rottenmann—Singsdorf bei Wächterhaus 35, wo der lichte, massige Kalk, wie er an der linken Talseite verbreitet ist, am oberen Rand in kalkige Serizitschiefer übergeht. In der streichenden Fortsetzung, am westlich henachbarten Hügel ober dem Bahnhof Rottenmann, ist dann der typische flaserige Kalkglimmerschiefer in größerer Mächtigkeit entwickelt. Sonst fehlen derartige Kalkserizitschiefer auf der linken Talseite. Auch die dünnen Schieferlagen im Randteil des Büschendorfer Marmors weisen auf Übergänge hin.

An der eben erwähnten Örtlichkeit unterhalb Kalcher kommt auch ein hellbrauner bis braungrauer dolomitischer Kalk mit splittierigem Bruche vor.

In dem oberen Kalkglimmerschieferzug im Bärndorfergraben setzen Quarzkalzitgänge und Durchäderungen auf mit Kupferkies, Eisenkarbonat und sekundären Kupferkarbonatabsätzen; dunkelgrüne Chloritbelage durchziehen die vererzten Gesteinspartien. Die Erze wurden im 17. und 18. Jahrhundert abgebaut, auch bei Büschendorf scheint ein ähnliches Vorkommen beschürft worden zu sein (10). Heute sind die Stollen gänzlich verfallen, der angegebene Erzcharakter ist Haldenstücken entnommen. Nach einer brieflichen Mitteilung von Herrn Prof. Dr. K. A.

Redlich wird bereits im Theuerdank des Kaiser Maximilian ein Silber-vorkommen im Bärndorfer Graben erwähnt. Auch Schlackenreste als Zeichen einer Verhüttung der Erze in Bärndorf sind noch zu finden.

Schließlich sind als ein Glied der graphitführenden Serie noch die Grünschiefer anzuführen. Gleich wie im Liesingtal die Grünschiefer meistens mit den Kalken zusammen vorkommen, begleiten sie auch in dem hier behandelten Teil des Paltentals die Kalke und folgen hier dem Außenrand der Serie.

Bei Rottenmann ist westlich Talhof ein Biotitchloritschiefer und südlich der Stadt ein Grünschiefer von amphibolitischer Tracht in der Grenzzone gegen das Kristallin aufgeschlossen; in enger Nachbarschaft mit den Kalken am Gneisrand liegt ein kalzitreicher Chloritschiefer ober Schindlhof und ein Grünschiefer ober Pauzner bei Singsdorf.

Am rechten Paltentalhange sind Grünschiefer in größerer Mächtigkeit mit den Marmoren bei Büschendorf und Wölfling verbunden, an der Grenze gegen den darüberliegenden Phyllit. In gleicher Stellung begegnet man wieder im Bärndorfer Graben Grünschiefer. Die Grünschieferzüge im obersten Dietmannsdorfer Graben und bei der Wagenbänkalm dürften, wie unten ausgeführt werden wird, eher den Grauwackenschiefern zuzurechnen sein. Auf der Weidalm (linke Flanke der Flitzenbachschlucht) erscheint mit dem Graphitschiefer wieder ein Chloritschiefer.

Das ausgedehnteste Lager von Grünschiefer, das mit Graphitschiefern verbunden ist, ist jenes am Sonnberg ober Wilmannsdorf; in 900—1000 *m* Seehöhe ziehen 2 bis 3 Lager von Grünschiefer von dem markierten Almweg zur Meßmeralm bis ober Goldbichl; unter und zwischen ihnen liegen graphitische Schiefer. Im Liegenden stehen Phyllite an, in denen sich nahe unter den Grünschiefern dunkle Lagen und schließlich graphitische Schiefer einschalten. Über dem obersten Grünschiefer folgen am höheren Berggehänge Grauwackenschiefer. Kalklager fehlen hier als Begleiter der Grünschiefer; die Grünschiefer selbst sind im östlichen Teil mitunter von starken Kalkspatadern durchzogen.

Ob die tieferen Phyllite noch zur graphitführenden Serie gehören oder die Fortsetzung der Phyllite des Meßmergrabens sind, konnte noch nicht sicher entschieden werden. Die lithologische Übereinstimmung mit letzteren ist kein ausreichendes Kriterium.

Die Einlagerung der Grünschiefer in die Schiefer der Graphitserie ist, soweit sichtbar, immer eine konkordante, doch sind oft nicht genügende Aufschlüsse für eine solche Feststellung vorhanden. Dies gilt in gleicher Weise für die zahlreichen und teilweise großen Vorkommen von Grünschiefer in den Grauwackenschiefern. Der Gesteinsart nach sind die Grünschiefer beider Serien gleich, weshalb bei der Besprechung der letzteren für beide gemeinsam petrographische Angaben folgen.

Zur Altersfrage: Da die Zone der graphitführenden Schichten von Kallwang in ihrer streichenden Fortsetzung mit den Graphitschiefern im Leimser- und im Preßnitzgraben zusammenhängt, welche Pflanzenreste aus der Flora der Schatzlarerschichten enthalten, so wurden sie bisher von allen Autoren zum Oberkarbon gerechnet und folgerichtigerweise muß man dann auch die entsprechenden Gesteinszüge im Paltentale dazustellen, wie dies auch Stur, Vacek und Heritsch getan haben.

Nun hat neuestens E. Habersfelner (11) bei Gaishorn in Schiefen dieser Zone Graptolithen gefunden, die von ihm als dem untersten Ordovicium zugehörig bestimmt wurden. Das graptolithenhältige Gestein ist ein schwach graphitischer Schiefer mit beginnender Serizithautbildung, wie sie allenthalben in der graphitführenden Serie wiederkehren und durch alle Übergänge mit den anderen Gliedern dieser Schieferfolge verbunden sind.

Die Schichten fallen beim Fundpunkte ebenso wie nördlich davon und am Ausgang der Flitzenschlucht und bei Bichelmaier steil gegen S (SW) ab; man befindet sich im Südfügel der Flitzenbachantiklinale, im obersten an diesem Gehänge aufgeschlossenen Teil der „Karbonserie“.

Eine Herauslösung der fossilführenden Lage als serienfremder Einschub erscheint praktisch undurchführbar und es fehlen in der Umgebung auch verlässliche Anzeichen einer schuppenweisen Mischung zweier Serien. In dem ganz von der graphitischen Schichtenfolge eingenommenen Gelände ober Gaishorn herrschen mehr oder weniger graphitführende, dunkle, oft sandige Schiefer, auch eigentliche Graphitschiefer, bei Gatschberger und Poser mit kalkigen Einlagerungen, während die silberglänzenden Phyllite, die bei Bärndorf mehrfach in die Schichtenfolge eintreten und sowohl den Liegendphylliten als den Toneckphylliten gleichen, hier nicht oder nur unvollkommen entwickelt sind.

Es bleibt also bis nicht weitere Fossilfunde gemacht werden, die Alterszuteilung und Abgrenzung der graphitführenden Schichten noch problematisch.

Habersfelner knüpft an das tiefordovicische Alter der fossilführenden Schichte bei Gaishorn die Vermutung, daß die Liegendquarzite der Flitzenbachschlucht dem Kambrium zuzurechnen sein dürften. Man könnte sie auch nach Gesteinsart und Verband mit dem Plattelquarz (Weißstein) im Rannach- und Leimsergraben vergleichen, der ebenfalls mit Phyllit eng verbunden ist und, ebenso wie die Flitzenbachquarzite von den graphitführenden Schichten und dem Graptolithenschiefer, von den karbonischen Graphitschiefern von Leims überlagert wird.

Die Phyllite des Toneck.

Das mittlere Stockwerk im Aufbau des Kammes Dürrenschöberl—Kaiserau bilden an seiner Südseite matt silberglänzende, graue oder grüngraue Phyllite mit welliger, meist feinrunzeliger Schieferungsfläche. An einzelnen Stellen beobachtet man zwei sich kreuzende Runzelungen, z. B. ober Willmannsdorf.

Sie besitzen im allgemeinen eine recht einförmige, gleichbleibende Beschaffenheit; auch hebt sich ihr Bereich dadurch heraus, daß keine Einlagerungen anderer Gesteinsarten in ihm angetroffen werden. Sie gleichen durchaus den Phylliten, welche im Liesingtale über dem Rannachkonglomerate und seinem feinklastischen Gefolge liegen und 1924 von mir als Quarzphyllit beschrieben wurden (1).

Sie kommen im Osten in großer Breite im Lichtmeßgraben südlich Admont unter der Triasbedeckung hervor, bauen den breiten Rücken

des Tonecks (1418 m) von der Kaiserau' bis zum Sattel gegen den Klosterkogel auf und sind von hier in geschlossenem Zuge durch den Bärenndorfer- und Büschendorfer Graben bis in den Meßmer Graben bei Rottenmann zu verfolgen. Im oberen Büschendorfer Graben treten streckenweise härtere, quarzitische Phyllite auf. Im mittleren Teile des Meßmer Grabens geben sie mitunter in dunklere, schwächer metamorphe Schiefer über, die sich dann den Schiefen der graphitführenden Serie nähern, weiter talauf aber folgen wieder typische Phyllite.

Gleiche Phyllite bilden auch noch das unterste Berggehänge über Willmannsdorf und Goldbichl; wie oben schon berichtet wurde, nehmen sie im Hangenden graphitische Schiefer auf, über denen dann ein Grünschiefer-Graphitschieferzug folgt.

Die Phyllite sind, im ganzen betrachtet, deutlich höher metamorph als die Grauwackenschiefer, dagegen kommen in der Graphitserie, wie schon erwähnt, Lagen gleicher Phyllite vor, während die übrigen Schiefer der Serie schwächer metamorph sind. Ferner sind gleiche Phyllite mit den Liegendquarziten (am Flitzenbach) verbunden.

Die petrographische Gleichheit von Toneckphyllit, Liegendphyllit des Flitzenbachprofils und „Quarzphyllit“ des Liesingtales steht in Übereinstimmung mit der tektonischen Gemeinschaft zwischen Phyllit und Graphitkarbon gegenüber der oberen tektonischen Einheit Grauwackenschiefer, Silurdevonkalk und Porphyroid. Weiteres darüber siehe im tektonischen Abschnitt.

Grauwackenschiefer und Kieselschiefer.

Diese Gesteinsgruppe weist ähnlich wie die graphitführende Folge eine beträchtliche Mannigfaltigkeit der Gesteinsarten auf, wozu sich auch örtliche, fazielle Verschiedenheiten durch das Vorwalten bestimmter Gesteinsarten hinzugesellen.

Von den beiden anderen Schichtengruppen unterscheiden sich die Grauwackenschiefer durch den geringeren Grad der Metamorphose. Eine solche fehlt manchmal fast ganz und steigt im allgemeinen nur selten weiter als bis zur Entwicklung schwacher Serizithäute auf tonigen Schichten.

Die Gesteine entsprechen teils tonigen Ablagerungen, teils solchen von quarzreichen Sanden und Schottern (Restschottern). Der Silurdevonkalk (erzführender Kalk) ist nur in geringen Resten und am Ostrand des Gebietes erhalten. Basische Eruptiva und deren Tuffe sind in metamorpher Form reichlich eingeschaltet.

Weit verbreitet sind matte, graue oder grünlichgraue, seltener dunkelgraue bis schwärzliche Tonschiefer, dicht, dünntafelig oder schieferig-flaserig. Die Schieferungsflächen sind bei metamorphen Formen mit dünnen, oft nur fleckenweise entwickelten Serizithäuten überzogen (Halbphyllite). Graphitische Lagen habe ich nur im unteren Ostgehänge des Klosterkogels gesehen. Hier sind südlich Rötelstein auch Übergänge in stahlgraue, phyllitische Schiefer vorhanden, ebenso im Treffner Graben an der Talteilung.

Am Nordabhang des Lahngangkogels (ober Kaiserau) treten in bedeutender Mächtigkeit kieselige Tonschiefer und tonige Kiesel-schiefer auf, die dunkelgrau gefärbt und dünntafelig bis dickbankig sind und muschelig brechen. Sie gehen einerseits in schwärzliche Tonschiefer, anderseits in dunkelgraue, dichte Quarzite über. Die kieseligen Gesteine überwiegen. Gleiche Gesteine begleiten auch die Konglomerate an der Bichlerhalt. In den höheren Teilen des Lahngangprofils tritt ein starkes Lager von weißem, tafelig brechendem, dichten Quarzit auf, das im Hangenden von grobsandig-quarzitischen Bänken mit Glimmerbestreuung auf den Schichtbänken abgelöst wird.

Die in den Teichentälern bei Kallwang so stark verbreitete Ausbildung als „feinschichtige, quarzitisches Grauwackenschiefer“ (siehe Lit. 1) ist in dem hier behandelten Gebiete nicht so stark entwickelt — wie sie ja auch in der Eisenerzer Gegend mehr zurücktritt —, doch ist sie mehrfach anzutreffen und mit den übrigen Grauwackenschiefern durch alle Übergänge verbunden. Bei guter Ausbildung zeigen sie einen feinschichtigen Wechsel von weißlichen oder lichtgrauen, sehr feinkörnigen, sandig-quarzitischen Lagen und dunklen tonigen oder glimmerigen Lagen. Sehr deutlich sieht man dies am Kamm des Sonnbergs ober Willmannsdorf und an dessen Nordhang; die feinen Schichtblätter sind aber oft nicht nur lebhaft gefältelt, sondern die Lagen sind brecciös zerstückelt und zerrissen. Der feinlagige Bau läßt die Trümmerstruktur besonders hervortreten. Auch an anderen Örtlichkeiten sind die feinschichtigen Grauwackenschiefer oft stark durchbewegt; so sind sie am Kamm des Lahngangkogels, im Hangenden der eben beschriebenen kieselig-tonigen Schichtreihe, größtenteils heftig verflasert, verknetet und serizitisiert, so daß die feine Schichtung dadurch verwischt wird. Sie setzen sich in gleicher Weise entlang der linken Seite des Wagenbänkgrabens fort.

Hier zu stellen sind wohl auch die im obersten Teil des Büschendorfer Grabens anstehenden Quetschschiefer: faserige, schwärzliche oder serizitisch-grünliche Schiefer mit rostigen Quarznestern und Phyllit-häuten, deren Querbruch dünne, kurze weiße Fasern zeigt, wohl als Reste der ehemaligen Feinschichtung. Sie liegen im Streichen östlich der feinschichtigen Grauwackenschiefer des Sonnbergs. Ähnliche phyllonitische Schiefer stehen im oberen Teile des Weges von Rottenmann zur Meßmeralm an und lassen stellenweise deutlich die Herkunft aus feinschichtigem Grauwackenschiefer erkennen. Die tonigen Lagen derselben sind völlig verglümmert und gleichen so sehr gut den höher metamorphen Formen der Grauwackenschiefer in den Teichentälern.

Weitere Vorkommen feinschichtiger Grauwackenschiefer befinden sich an den unteren Hängen des Klosterkogels gegen den Lichtmeß-graben (Paradies) und an der Nordseite des Huberecks.

Die Tonschiefer und verwandten Gesteinsarten sind im östlichen Teil des Gebietes, an den Hängen des Klosterkogels, Lahngangkogels und an der Südseite des Dürrenschöberlkammes stark verbreitet. Dagegen herrschen im Nordwesten, an den Hängen des Dürrenschöberls gegen das Ennstal sandig-quarzitisches Gesteine vor.

Gut aufgeschlossen und in großer Mächtigkeit sind sie z. B. im Bärengraben (NW des Dürrenschöberl) zu sehen. Den Hauptanteil derselben bilden graue, körnig-sandige bis quarzitishe, tafelige bis dickbankige Gesteine, teils von feinem, teils von verhältnismäßig grobem Korn. In den höheren Teilen des Profils stellen sich blaugraue, dicke Bänke mit serizitbelegten Flächen ein. Gleichzeitig schieben sich in fast unmerklichem Übergang konglomeratische Lagen ein, die dann das Hangende bis zum Kamm hinauf bilden. Eine ähnliche Folge steht an den unteren Nordhängen des Blahberges an, zwischen Edelgraben und Bärengraben: im Osten graue, rostig anwitternde, sehr feinkörnige Sandsteine; vermengt mit lichten, tonigen Schiefen, weiter westlich feinsandige bis quarzitishe Schiefer mit Einlagerungen dunkler, schwärzlicher Schiefer und Halbphyllite. Auch diese Folge ist eng verbunden mit Konglomeraten. Den Übergang zu letzteren bilden grobkörnige, dickbankige Sandsteine mit Glimmerbelag, im obersten Bärengraben lichte, grobkörnige Gesteine mit einzelnen, kleinen weißen Quarzgeröllchen.

An zwei Stellen fand ich in den Grauwackenschiefern Chloritoid-schiefer, in denen Sprödglimmer auch dem unbewaffneten Auge gut sichtbar ist, im Gegensatz zu den Chloritoidschiefer des Graphitkarbons von Leims, Trieben u. a. O., wo der Chloritoid infolge feinschuppiger Struktur und dem Verband mit dem Graphit meist unsichtbar bleibt. Zur letzteren Art gehört der von Heritsch (4, S. 120) mitgeteilte Chloritoidschiefer in den Grauwackenschiefern am Hang der Treffneralm gegen Johnsbach. Die andere Art steht am Kamm südlich des Kalblinggatterls, in Gesellschaft von fraglichen Porphyroidabkömmlingen in den Grauwackenschiefern an. Es ist ein licht grünlichgelber, dichter Serizitschiefer, der von limonitischen Nestern durchsetzt ist und Chloritoid in 2—4 mm großen, dicken, schwärzlichen Täfelchen reichlich eingesprengt enthält. Das Gestein ist frei von Graphit. Der Chloritoid zeigt im Querschnitt Pleochroismus von blaßgelb normal zur Spaltbarkeit zu grünlichblau senkrecht darauf; Blättchen nach (001) zeigen violettblaue Farbe. Er zeigt lebhaft Viellingsbildung und oft Anordnung der winzigen, farblosen Einschlüsse zu Sanduhrform. Die Porphyroblasten von Chloritoid stehen größtenteils quer zur feinen Schieferung des Serizitgewebes, die Schieferung setzt teils durch den Chloritoid ungebrochen hindurch in Form von dunkleren Einschlußzügen, teils staut sie sich an ihm; die Bildung des Chloritoids erscheint also parabis posttektonisch.

Ein ähnlicher Chloritoidschiefer findet sich auch nördlich von Schloß Rötelstein, am Karrenweg. Die Chloritoiden derselben sind aber bedeutend kleiner, das Gestein ist grau gefärbt infolge von feinsten Erz- oder Graphitdurchstäubung. Im Dünnschliff zeigt der Chloritoid das gleiche Bild wie im obigen Vorkommen.

Beide Chloritoidschiefer, besonders aber ersterer, entsprechen dem Typus Nadels von P. Niggli (12) aus der Sedimentzone am Nordrand des Gotthardmassivs.

Grünschiefer sind innerhalb des Grauwackenschieferbereichs besonders im Treffner Graben, im Wolfsbachgraben und an der

Westseite des Dürrenschöberls im Klöner Graben und ober Dorf Selztal in größeren Lagern verbreitet, kommen in kleineren Lagern und Linsen aber auch in anderen Teilen des Bereichs vor. Insbesondere begleiten letztere — ganz analog zu dem Verhalten in der graphitführenden Serie — gerne die kalkigen Gesteine: in diesem Falle die geringen Reste des Silurdevonkalks auf der Wagenbänkalm und bei Rötelstein und die Kalkflaserbreccien im unteren Ennstalgehänge zwischen Wolfsbach und Aigen.

Es wurde oben schon angegeben, daß die Grünschiefer in den Grauwackenschiefern und jene der Graphitserie petrographisch die gleichen Typen zeigen. Die mikroskopische Untersuchung einiger Stichproben aus beiden Bereichen ergab, daß hauptsächlich zwei Arten vertreten sind. Wie aus den Mitteilungen von Canaval (13) und Heritsch (4) und meinen eigenen Beobachtungen hervorgeht, kehren dieselben Typen, mit einzelnen Variationen, auch im Liesingtal wieder.

Der größere Teil derselben sind Chloritschiefer und unter diesen sind im Enns-Paltengebiet wieder die Albitchloritschiefer vorherrschend. Proben letzterer wurden untersucht aus dem unteren Treffner Graben, obersten Büschendorfer Graben, vom Weg zur Meßmeralm und von Rötelstein. Sie sind gekennzeichnet durch die großen Porphyroblasten von Albit, welche in mehr oder weniger reichlicher Zahl das aus Chlorit, als Hauptbestandteil, und aus Biotit, Quarz, Kalzit, Zoisit und Magnetit in wechselnder Menge bestehende, meist flaserig struierte, feinkörnige Grundgewebe durchsetzen.

Die Albite sind isometrisch-rundlich, mitunter mit Neigung zu Idiomorphie, stark verzwillingt, nahezu ohne Einschlüsse (Fülle) und regellos eingeordnet in das Grundgewebe, das sie teils umfließt, teils an ihnen abschneidet. Kleine, leistenförmige Albite finden sich parallel eingeschichtet in die Grundgewebsfasern. In einer Probe vom Weg zur Meßmeralm sind die Albitporphyroblasten so zahlreich, daß der Chlorit und die Nebengemengteile nur als Zwickelfüllung erscheinen, in anderen Schlifften sind sie einzeln, locker verstreut, im Chloritschiefer auf der Weidalm sind nur wenige kleine Albite enthalten.

Am Kamm des Huberecks tritt ein Epidotchloritschiefer auf, ohne Albit, mit Zoisitnestern und Kalzitlinsen. Außerhalb Talhof bei Rottenmann ist in die Phyllite ein kalzitreicher Grünschiefer eingeschaltet, der viel Biotit neben Chlorit, Quarz und Magnetit enthält.

Die zweite Art der Grünschiefer sind Hornblendeschiefer. Schlifflöcher solcher liegen mir vor aus dem oberen Treffner Graben, oberem Wolfsbach Graben und vom Gehänge ober Aigen. Der Hauptbestandteil ist hier eine feinfaserige, blaßgrüne Hornblende, die in Fasern und Strähne geordnet ist. Außerdem sind reichlich kleine, graue, krümelige Nester von Zoisit überall verstreut. Im oberem Wolfsbachgraben vertritt Epidot den Zoisit. Chlorit, Quarz, Erze sind nur in ganz untergeordneter Menge vertreten. Das Vorkommen ober Aigen ist bei sonst gleichem Mineralbestand strukturell von den anderen verschieden, indem die grüne schlierige Hornblende außer in dem kleinfaserigen Grundgewebe auch in großen, quer zur Schieferung gestellten Individuen auftritt. Den im

Handstück sichtbaren großen, weißen, als Feldspateinsprenglinge erscheinenden Einschlüssen des Gesteins entsprechen im Schliiff große, fast undurchsichtige Zoisitfelder. Man könnte das Gestein als Metadiabasporphyrat bezeichnen als Hinweis auf den ursprünglichen Eruptivgesteinscharakter des Gesteines. Bei den übrigen Grünschieferproben ist ein solcher nicht mehr nachweisbar; Reste von Pyroxen, wie sie Canaval von Kallwang beschreibt, fehlen. „Grünschiefer“ mit noch erkennbarem Eruptivgesteinsgepräge (Uralitdiabas) treten in den Grauwackenschiefern des Kammes Teicheneck—Ochsenkopf auf (1, S. 15). Neben Ergußgesteinen dürften sehr wahrscheinlich Tuffe und Mischungen von Tuff und feinklastischem Sediment zur Ablagerung gekommen sein. Auf die Beimengung des letzteren ist vielleicht der ständige Quarzgehalt der Chloritschiefer zurückzuführen.

Im Felde lassen sich die verschiedenen Abarten infolge ihrer sehr feinkörnigen bis dichten Struktur in der Regel nicht voneinander abtrennen, weshalb auch auf eine getrennte Ausscheidung auf der Spezialkarte verzichtet wurde. Auch die Albitporphyroblasten sind meistens noch zu klein, um im Gesteinsbild hervorzutreten. Starker Kalkspatgehalt tritt in einzelnen Fällen in Adern hervor, z. B. im Treffner Graben und ober Grönbühel bei Rottenmann.

Am Sonnenberg ober Willmannsdorf streichen dicht unter dem Kamm, ungefähr 200 m über den tieferen, von Graphitschiefer begleiteten Grünschieferlagern, in den Grauwackenschiefern zwei ausgedehnte Lager von Grünschiefer aus, die miteinander verbunden sind durch die Zwischenschaltung eines weißen, sehr feinkörnigen Gesteins vom Aussehen eines verschiefert Aplites. Gleiche weiße Bänke, aber von geringerer Mächtigkeit, findet man wieder in den Grünschiefern am Weg zur Meßmeralm. Im Dünuschliiff zeigen diese Weißsteine ein sehr feinkörniges Aggregat von Quarz und Feldspat, mitunter auch mit feinen Glimmerschüppchen, in langen Kornfasern, die mit flachen Linsen von etwas gröberen Quarzkörnern wechsellagern, und mit Serizitfasern. In einem der Schliiffe zeigten sich große, isometrische Einsprenglinge von fein verzwilligtem Albit, auch Schachbrettalbit, stellenweise auch Gruppen von 2 bis 3 solchen Einsprenglingen. Rechteckige oder rautenförmige Ansammlungen kleiner Magnetit(?)körnchen treten im Quarzfeldspataggregat auf. Einzelne kleine Nester von großen Quarzkörnern sind vielleicht als Reste von Quarzeinsprenglingen zu deuten.

In ganzen erinnern die Gesteine an manche metamorphen Keratophyre der Blasseneckserie, z. B. an jene zwischen Flitzental und Johnsbach, wenn auch eine sichere Zuweisung infolge der starken Umwandlung nicht getroffen werden kann. Es ergäbe sich demnach eine gleiche Vergesellschaftung von metamorphen diabasischen Gesteinen mit Keratophyren, wie sie A. Thurner aus dem Paläozoikum von Murau beschrieben hat (14).

Außer obigen beiden Orten beobachtete ich solche Gesteine (ohne Dünuschliiffuntersuchung) auch am Kamm zwischen Büschendorfer- und Bärndorfer Graben in den Grauwackenschiefern, ohne Grünschieferbegleitung.

Konglomerate und Breccien in den Grauwackenschiefern.

In dem hier behandelten Gebiet lassen sich vier Arten derselben unterscheiden:

- Quarkonglomerate,
 - Serizitschieferbreccien,
 - Kalkbreccien und Konglomerate,
 - Konglomerate mit gemischter Geröllführung.
- Übergänge verbinden alle vier Arten.

Quarkonglomerate gehen allmählich aus quarzitischen und klein-klastischen Grauwacken hervor, wie oben aus dem Bärengraben beschrieben wurde. Am Hang zwischen Edelbach und Bärengraben überschreitet man bei einem Gang quer zum Streichen mindestens sechs Einlagerungen von Quarkonglomerat. Am Kamm des Klosterkogels und in seinen Osthängen wechsellagern Quarkonglomerate vielfach mit den Grauwackenschiefern und sind durch Übergänge mit ihnen verbunden. Am Südostkamm durchsteigt man diese Wechselfolge von 1200 bis 1500 *m* Seehöhe und trifft sie wieder entlang dem Nordostkamm. In begrenzterer Ausdehnung sieht man die Konglomerate an der Bichlerhalt (Kaiserau) und am Ennstalgehänge zwischen Admont und Aigen. Am Klosterkogel und an der Bichlerhalt werden die Konglomerate begleitet von dunkelgrauen oder schwarzen, dichten bis sehr feinkörnigen Bänken mit einzelnen sehr kleinen Glimmerschüppchen oder auch mit vereinzelt winzigen Quarzgeröllchen.

Die Quarkonglomerate sind bei reiner Ausbildung jenen der Graphitserie ähnlich: weiße oder hellgraue, rindliche, seltener unregelmäßig vieleckige Quarzkiesel von durchschnittlich Kirschengröße liegen in lockerer Verteilung in einer quarzreichen, meist feinkörnigen, ungeschiefertn Grundmasse. Am Dürrenschöberl sind die Quarkonglomerate stark verflasert und verdrückt.

Ein von den anderen abweichendes Quarkonglomerat steht an dem niederen Waldrücken südlich Kaiserau, dem Kleeriedel, an; ein weißes, grobes Quarkonglomerat, in welchem die oft sehr großen und unregelmäßig geformten Quarzgeschiebe sich nur undeutlich von der ebenfalls weißen übrigen Gesteinsmasse abheben. Im allgemeinen überwiegt die Grundmasse, welche die Tracht eines grobkörnigen, serizithaltigen Quarzschiefers besitzt; oder es treten mehr, aber kleinere Quarzgerölle auf. Das ganze Gestein erscheint stark gepreßt. Am Nordhang des Rückens schließen sich Phyllite gleich denen des Tonecks an, gegen Osten folgen am Kamm dunkle phyllitische Grauwackenschiefer und weiterhin auch Grünschiefer; am Südhang stehen ungefähr 100 *m* tiefer die Graphitschiefer an, welche die Hangendkonglomerate im Dietmannsdorfer Graben begleiten. Man könnte demnach die weißen Konglomerate noch zur graphitführenden Schichtenfolge rechnen, als deren nördlicher Rand, doch spricht einerseits die Gesteinsverschiedenheit gegenüber den dunklen Konglomeraten der Graphitserie dagegen, andererseits findet sich ein der Gesteinsart nach ganz übereinstimmendes Quarkonglomerat am Pleschberg zwischen Radmer- und hinterstem Johnsbachtal, welches zweifellos den Grauwackenschiefern angehört. Es erscheint daher zutreffender, das

Konglomerat am Kleeriedel zu den Grauwackenschiefern zu stellen. Wie weiter unten ausgeführt wird, steht dieser schmale Grauwackenzug gegen die Wagenbänkalm hin wahrscheinlich im Zusammenhang mit der Hauptmasse der Grauwackenschiefer.

Vielleicht entspricht auch der eigentümliche, weiße Quarzfels, welcher am westlichen Gipfel des Spielkogels (P. 1722) die Kalk- und Rohwandkappe des Gipfels unterlagert einem tektonisch umgewandelten solchen Konglomerat. Es ist ein weißer, ungeschichteter Quarzit übergehend in Quarzfels, mit wechselnder Korngröße und von Druckflächen durchsetzt, auf denen sich Serizit abgesetzt hat. Von Konglomeratstruktur ist nichts mehr zu sehen, doch wird diese auch am Kleeriedel oft recht undeutlich. Mit dem Vorkommen am Pleschberg hat das Spielkogelgestein die Begleitung durch erzführenden Kalk gemeinsam.

Bei den meisten Quarzkonglomeraten trifft man Lagen, welche neben Quarzgeröllen Splitter und Blättchen eines licht gelbgrünen oder gelblichweißen Serizitschiefers oder Tonschiefers von durchschnittlich 1—2 cm Durchmesser enthalten. So sind z. B. die Übergangsschichten von der quarzitischen Serie zu den Konglomeraten im obersten Teil des Bärengrabens grobkörnige lichtgraue Sandsteine, in denen neben einzelnen Quarzgeröllen auch einzelne solche Serizitschuppen stecken. Es finden sich aber nicht selten Lagen, welche nur Serizitschieferfragmente allein führen, u. zw. auch abseits der Quarzkonglomerate. So findet man sie westlich der Mündung des Bärengrabens am Fuß des Berghanges und daneben aber auch die gleichen hellgelblichen serizitischen Schiefer anstehend in Wechsellagerung mit stahlgrauen Tonschiefern. Beim Bauernhof Rinnegger (zwischen Wolfsbachgraben und Rötelstein) stehen im Hohlwege ober dem Hofe grünlichweiße Serizitschiefer (im Wechsel mit grauen, sandig-phyllitischen Schiefen) an und unterhalb des Hofes (bei dem Schurfstollen) die Serizitschieferbreccien. Dieselben hellen Serizitschiefer trifft man noch mehrfach, in geringer Mächtigkeit und im Wechsel mit anderen Grauwackenschiefern anstehend, so bei der Kreuzung von Fahrstraße und Eisenbahn östlich Treffner, am Kamm zwischen Büschendorfer- und Barendorfer Graben u. a. O.

Muttergestein und Umlagerungsbildungen sind also innerhalb der Grauwackenserie vereint; die Umlagerung erfolgte auf kurzem Wege, wie ja auch die Serizitschiefer ihrer Natur nach einen weiteren Transport nicht aushalten würden.

Die Grundmasse der Serizitschieferbreccien ist ein grauer Tonschiefer bis Phyllit; die Geschiebe sitzen in lockerer Verteilung in derselben, mehr oder weniger parallel zur Schieferung geschichtet.

Die Quarzkiesel der Quarzkonglomerate stammen aus größerer Entfernung, wie aus ihrer Auslese, ihrer Mineralart und ihrer Rundung geschlossen werden kann. In erster Linie kommen die liegenden Phyllite und Rannachkonglomerate als Ursprung in Betracht, aber auch das kristalline Grundgebirge.

Bei den Quarzkonglomeraten und den Serizitschieferbreccien samt Übergängen beider steht die Verbundenheit mit den Grauwackenschiefern als einheitliche Ablagerungsfolge außer Zweifel, während die kalkreichen

Konglomerate und Breccien von den Autoren bisher einer anderen Formation zugerechnet wurden. Es soll daher zunächst das Alter der Grauwackengesteine ohne letztere betrachtet werden.

Alter der Grauwackenschiefer.

M. Vacek (15) hat die ganze Schiefermasse zwischen Enns- und Paltental mit Ausnahme des Graphitkarbons zum Quarzphyllit gestellt, bemerkt aber 1884 dazu, daß „die höheren Teile der Quarzphyllitgruppe mehr den Charakter der Tonschiefer annehmen, die vielfach von sandsteinartigen Lagen durchsetzt sind und welche auf den älteren Karten als silurische Grauwacken der genannten Formation zugezählt werden“. Wegen der konkordanten Lagerung, den Übergängen und dem innigen Verband mit dem „tieferen, echten Quarzphyllit“ vereint er sie mit ihm. „Dagegen sind hier dieselben stratigraphisch ganz unabhängig von jenen Kalk- und Schiefermassen, deren silurisches Alter durch die Petrefaktenfunde von Eisenerz sichergestellt ist.“ D. Stur hatte jene obere Abteilung bereits 1871 auf Grund jener Fossilfunde Josef Haberfelders dem Silur zugerechnet (16) trotz der für eine scharfe Abtrennung hinderlichen Ähnlichkeit höher metamorpher Grauwackenschiefer mit Phylliten, besonders im Falle konkordanter Lagerung oder Verschuppung beider. Die von Vacek behauptete Unabhängigkeit des „oberen Quarzphyllits“ von den fossilführenden Silurschiefern bei Eisenerz ist durch die späteren Feldaufnahmen nicht bestätigt worden.

Die Grauwackenschiefer der Dürrenschöberlgruppe setzen — nach der kurzen Unterbrechung durch die Toneckphyllite — von der Kaiserau über Flitzenalm und Treffneralm ins Johnsbachtal fort und durch die Radmertäler. Am Kamm zwischen letzteren und dem Eisenerzer Ramsautal vermengen sie sich mit graphitischen Kieselschiefern und schwarzen Tonschiefern durch Wechsellagerung und Gesteinsübergänge. Die Kieselschiefergruppe bildet weiter südlich die Unterlage der Wildfeldkalke und setzt sich, von E. Spengler auf Spezialkartenblatt Eisenerz—Wildalm als Silurschiefer bezeichnet, nach Eisenerz fort, wo ihr silurisches Alter außer den älteren Fossilfunden von J. Haberfeldner und G. Stache neuerlich durch die Auffindung einer silurischen Graptolithenfauna in dunklen graphitischen, kieseligen Schiefen des Sauerbrunngrabens und neuestens auch im Weiritzgaben durch Fr. Heritsch und E. Haberfeldner festgestellt worden ist (17, 31).

Ein weiterer Anhaltspunkt für das silurische Alter hat sich ebenfalls erst in letzter Zeit in der westlichen Fortsetzung der Grauwacken des Dürrenschöberls am Salberg bei Liezen ergeben. Es stehen hier die ganz gleichen Schiefer wie südlich der Enns am Blahberg—Dürrenschöberl an, im Streichen sie fortsetzend, und wurden von G. Geyer infolge Mangels von Fossilien auf Blatt Liezen als „paläozoische Schiefer und Grauwacken unbestimmten Alters“ ausgeschieden. In ihnen hat Erich Haberfeldner (18) einen untersilurischen Graptolithen (neben unbestimmbaren anderen Resten) gefunden.

Es darf also für die gleichen Schiefer südlich der Enns mit großer Wahrscheinlichkeit auch silurisches Alter angenommen werden.

Die Kieselschiefergruppe gehört zufolge ihres engen, ursprünglichen Ablagerungsverbandes zur Formation der Grauwackenschiefer und stellt entweder nur eine besondere Facies oder vielleicht eine obere Abteilung derselben dar. Sie liegen am Kamm Radmer—Ramsau auf den Grauwackenschiefern und gleiches gibt E. Spengler (19) für die Kieselschiefer (Silurschiefer) der Eisenerzer Gegend an. Mit den Kieselschiefern am Weg zur Handalm ist aber der sandsteinartige Quarzit verbunden, in welchem K. A. Redlich Versteinungen gefunden hat, die nach der Bestimmung von F. Heritsch auf Untersilur (Caradoc) hinweisen. Dies, zusammen mit dem untersilurischen Graptolithen in dem Grauwackenschiefer des Salberges würde eher die Ansicht G. Hießleitners von der Altersgleichheit beider Facies (Grauwackenschiefer und Kieselschiefer) bestätigen. Damit ließe es sich zwar vereinbaren, daß die von E. Haberfelner und F. Heritsch gefundenen Graptolithen in den Kieselschiefern des Sauerbrunn- und Weiritzgrabens sowohl unterwie obersilurische Stufen vertreten, es bleibt aber auffällig, daß in einer relativ so gering mächtigen Schichtenfolge hier fast alle Stufen des englischen Silurs durch Graptolithen repräsentiert sind, gegenüber der trotz Faltung doch noch beträchtlich mächtigeren Folge der übrigen tonigen und sandigen Grauwackenschiefer, aus denen auch der Graptolith des Salberges her stammt. Es legt dies den Gedanken nahe, daß außer Untersilur an den letzteren noch andere Schichtstufen beteiligt sind. Die unten folgenden Annahmen über das Alter der Kalkflaserbreccien weisen ebenfalls auf eine Zusammensetzung der Grauwackenschiefer aus verschiedenartigen Schichten hin.

Im Dürrenschöberlgebiet fehlt eine typische Entwicklung der Kieselschieferfacies, doch stellt die kieselige Schieferfolge an der Nordseite des Lahngangkogels einen Anklang an dieselbe dar. Auch die Einschaltung des weißen Quarzits in diese Schichtenfolge und die schwarzen Begleitgesteine der Konglomerate der Bichlerhalt entsprechen dieser Analogie.

Gegen die Phyllitzone des Tonecks ist die Abgrenzung der Grauwackenschiefer eine tektonische, zumeist mit Diskordanz des Streichens (siehe unten). Im Liesingtal (Teichentäler—Mautern) schiebt sich zwischen Phyllit und Grauwackenschiefer der untere Zug von Porphyroid ein. Einen allmählichen Übergang der Grauwackenschiefer (Wildschönauer Serie Schwinnners) in Quarzphyllit, wie ihn Schwinner (20) angibt, habe ich weder im einen noch im anderen Gebiete angetroffen, wohl aber beschreibt E. Spengler (19) einen solchen von Etmühl und Palbersdorf (Kartenblatt Wildalm—Eisenerz).

Flaserige Kalkbreccien und Konglomerate.

Am Fuß des Blahberges, westlich des von den Pesendorfer Erzgruben herabkommenden Baches, steht ein stark verdrücktes Quarzkonglomerat an, in welchem auch einzelne, gleichfalls verdrückte Kalkbrocken eingeschlossen sind. 200 m höher am Berg, dem Streichen nach in der Fortsetzung des Vorkommens, ist das gleiche Konglomerat wieder aufgeschlossen und enthält in einer dicken Bank reichlicher solche Kalkgerölle, während andere Lagen fast frei davon sind. Im Strohsackgraben

bei Admont (bei Wächterhaus 116) findet man bei den alten Eisenerzschurfstellen eine faserige Breccie, welche neben Serizitschiefersplittern (Serizitschieferbreccie) Brocken von Kalk enthält.

Derartige Konglomerate mit Quarz-, Serizitschiefer- und locker verstreuten Kalkgeröllen sind vor allem auch am Salberg bei Liezen entwickelt neben reinen Quarzkonglomeraten und Serizitschieferbreccien.

Sie leiten über zu den eigentlichen Kalkfaserbreccien, in welchen der kalkige Anteil stark überwiegt. In typischer Ausbildung bilden sie ein dickbankiges Gestein aus Bruchstücken eines gelblichweißen oder gelben, seltener gelbgrauen, ockergelb anwitternden, kantendurchscheinenden dichten Kalkes, die durch ein serizitreiches Bindemittel fest verbunden sind. Im Hauptbruch erscheinen die Kalkstücke unregelmäßig geformt mit gerundeten Kanten, im Querbruch zeigen sie sich meistens flachgedrückt als langgestreckte Scherben und Fasern bis zu 1 dm Länge bei einer Dicke von etwa 0,5—3 cm, in paralleler Einordnung. Mitunter ist die ursprüngliche Geröllform noch recht gut erhalten, z. B. am Salberg, wo die Verfaserung noch nicht so weit vorgeschritten ist wie an den meisten Stellen südlich der Enns.

Neben den Kalkstücken sind in wechselnder Menge Quarzgerölle, Stückchen von grauen Grauwackenschiefern und von lichten Serizitschiefern enthalten. Außerdem sieht man mehrfach Stücke von Rohwand in den Kalkkonglomeraten, wobei es mitunter schwer zu entscheiden ist, ob es sich um Gerölle von Rohwand oder um nachträglich vererzte Kalkgerölle handelt, da mehreren Ortes, z. B. Blahberg, Salberg, Treffner Graben, gerade in der nächsten Nachbarschaft Quarz-Eisenkarbonatgänge in den Schiefen und auch im Konglomerat selbst auftreten.

Die Bindemasse ist grünlich-blaugrau, serizitreich, ohne ausgeprägte Schieferung. Ihre Menge ist verschieden, es finden sich alle Abstufungen von Konglomeraten mit locker verstreuten Geröllen — je mehr Quarzgerölle, um so quarzreicher ist auch die Bindemasse — bis zu solchen, die fast nur aus Kalkgeröllen in enger Packung und gemeinsamer starker Verfaserung bestehen und von dünnen Lagen von Bindemasse durchzogen werden, z. B. auf dem Dürrenschöberl.

Die Kalkfaserbreccien verbreiten sich entlang dem rechten Ennstalgehänge in den unteren Berghängen von Rötstein bis zur Mündung der Palten in die Enns und steigen am Blahberg bis zum Gipfel des Dürrenschöberls empor.

Die Kalk- und die Quarzkonglomerate treten meist gemeinsam auf, z. B. am Blahberg und Dürrenschöberl, bei Aigen und nördlich Rötstein, und sind durch die oben beschriebenen gemischten Konglomerate als Übergänge miteinander verbunden. Am Ausgang des Wolfsbachgrabens sieht man in großen Felsklippen die Kalkfaserbreccien bankweise vielfach wechsellagern mit grauen, sandigen, schwach glimmerigen Grauwacken und auf das engste mit ihnen sedimentär verbunden; auch Lagen von dunkelgrauen bis schwärzlichen dichten Bänken, ähnlich den Begleitgesteinen der Konglomerate an der Bichlerhalt, beteiligen sich an der Schichtenfolge. Quarzkonglomerate habe ich hier nicht gesehen.

Die großen Quarzkonglomeratlager am Klosterkogel und jene der Bichlerhalt entbehren einer Begleitung durch kalkige Konglomerate. In

einem Aufschluß an der Südseite des Klosterkogels, im mittleren Ursprungsast des Bärenendorfer Grabens, in ungefähr 1250 m Seehöhe fanden sich aber auch hier vereinzelte Kalkgerölle im Quarzkonglomerat.

Am Gipfelkopf des Dürrenschöberls unterlagern die Quarzkonglomerate die hier flach aufliegenden Kalkbreccien. Bei den anderen, in steil aufliegende, isoklinale Schichtenfolgen eingeschlossenen Konglomeratlagern ist Hangendes und Liegendes in der Regel schwer zu bestimmen. Bei dem obersten Kalklager am Blahberg liegen zu beiden Seiten Quarzkonglomerate, die Lagerungsverhältnisse der Umgebung deuten hier auf eine synklinale Einlagerung des Kalkkonglomerates in die Quarzkonglomerate. Ebenso scheinen bei Rötelstein die Quarzkonglomerate das Liegende zu bilden. Dagegen liegen sie am linksseitigen Gehänge des Edelbachs (Aigen) anscheinend im Hangenden der kalkigen Konglomerate.

Die Alterszugehörigkeit der Kalkfaserbreccien ist verschieden beurteilt worden, die Mehrheit der Autoren hat sie dem Jungpaläozoikum, dem Perm, zugewiesen.

D. Stur veröffentlichte 1853 (21) die ersten Querschnitte aus der Grauwackenzone des Ennstales zwischen Rötelstein und Salberg, in denen er das Kalkkonglomerat als die jüngste der Kalkablagerungen der Grauwackenzone darstellt, welche hier fast durchwegs auf spätigen Eisenerzlagern aufliegt und bei Rötelstein — wo er muldenförmige Lagerung annimmt — und am Salberg unmittelbar von Buntsandstein überlagert wird. Den Buntsandstein bei Rötelstein kann ich nicht bestätigen, denn ich beobachtete hier am Südraud der steil NW fallenden Kalkfaserbreccien, welche den nördlichen Muldenschenkel auf Sturs Profil bilden, Reste von Quarzkonglomerat und dann grüngraue, schwach phyllitische Tonschiefer (und Chloritoidschiefer, siehe oben), die durchaus den übrigen tonigen Grauwackenschiefern entsprechen und näher bei Schloß Rötelstein Grünschiefer einschließen. Das Gestein, auf welchem das Schloß steht — Sturs südlicher Muldenschenkel —, ist nicht Kalkfaserbreccie, sondern ein kompakter, zuckerkörniger bis dichter Kalk, mit dünnen ankeritischen Adern und gehört der Reihe von Klippen erzführenden Kalkes an, die südlich Admont in alter Zeit mehrererorts auf Siderit beschürft wurden (22). Eine Zusammengehörigkeit der beiden angenommenen Muldenschenkel ist auch durch die Lagerung nicht begründet. 1865 bezeichnet Stur (16) das „Grenzkonglomerat“ als altersunsicher, die Beschaffenheit der Grundmasse spricht seiner Meinung nach für „innigere Verwandtschaft mit den silurischen Ablagerungen“. Es kann sowohl „die oberste Schichte der Silurformation als der Beginn irgendeiner zwischen Silur und Trias liegenden Formation“ sein; die Zugehörigkeit zur Trias erscheint ihm aber unwahrscheinlich. 1871 (16) deutet er bereits das Kalkkonglomerat, weil es Stücke silurischen Kalkes enthält, als „das Grundkonglomerat einer neuen Formation“, die Sandsteine auf dem Konglomerat rechnet er noch zum Perm und erst die eigentlichen Werfener Schichten zur Trias.

M. Vacek stellte das Kalkkonglomerat 1886 (15) zu seiner Eisenerzformation und damit zum Perm. Er betont den Unterschied zwischen diesen Breccien und jenen an der Basis der Werfener Schichten.

G. Geyer beschrieb die Konglomerate vom Salberg (23). Sie gehen nach ihm im Hangenden anscheinend in bräunlichgraue, schieferige Grauwacken über, diese wieder in graue, sandige Schiefer und Sandsteine und letztere sind dann mit sicheren Werfener Schichten verknüpft. Soweit ich auf einem Quergang an der Westseite des Salberges sehen konnte, besitzen die über dem Konglomerat bei Saller folgenden Schiefer sehr große Ähnlichkeit mit den Grauwackenschiefern südlich der Enns, besonders die stark beteiligten dunkelgrauen Tonschiefer und feinkörnigen Quarzite. Nach der Zeichnung auf Blatt Liezen wiederholen sich aber die Konglomerate und scheinen tektonische Verschuppungen aufzutreten, auch gibt Geyer diskordante Lagerung der „Basalbreccien“ über den steilstehenden altpaläozoischen Schiefen an. Auf Blatt Liezen sind die Konglomerate als Verrucanobreccien (Perm) bezeichnet.

Einen Anhalt für die Altersbestimmung gibt die Beschaffenheit der Kalkgerölle, die ihrer Gesteinsart nach dem „erzführenden Kalk“ entsprechen. Nach den bisher bekanntgewordenen Fossilien reicht letzterer vom Obersilur bis Unterdevon, teilweise auch bis Mitteldevon (Wildfeld—Gößbeck), so daß die Kalkflaserbreccien also nicht vor dem Devon abgelagert worden sein können. Bemerkenswert ist, daß nur Kalk einer Färbung (lichtgelb, weißlich) in den Geröllen vorliegt, gegenüber dem lebhaften Farbenwechsel und der häufig roten Färbung der Kalke in der Eisenerzer Gegend. Es kommen darin engbegrenzte, örtliche Verschiedenheiten in der Ausbildung der Silurdevonkalke zum Ausdruck und der Hinweis auf eine wenig weite Herkunft der Gerölle, wofür auch die wenig gerundete Form besser erhaltener Gerölle spricht. Reste von gleichgefärbten Silurdevonkalken stehen bei Rötelstein ja auch in nächster Nähe der Konglomerate an, ebenso die Rohwandvorkommen.

Dem Gesamteindruck nach steht den Kalkflaserbreccien jedenfalls das sogenannte Präbichlkonglomerat am nächsten, das von Schwinner, Hießleitner, Spengler u. a. als Grundkonglomerat der Werfener Schichten beschrieben wurde.

Trotz großer Ähnlichkeit, bestehen aber doch auch beachtenswerte Unterschiede zwischen beiden: Entsprechend der häufig roten Färbung der Silurdevonkalk im Eisenerzer Gebiet zeigt auch das Präbichlkonglomerat buntere, stark ins Rote gehende Färbung; außerdem besteht auch ein Unterschied in der Bindemasse, welche bei dem Präbichlkonglomerat rotsandig ist, entsprechend der Bildung aus zerfallenem und zerriebenem Buntsandstein, und nicht metamorph ist gegenüber der grüngrauen, serizitischen Bindemasse der Ennstaler Konglomerate. Nach Hießleitner enthalten die Präbichlkonglomerate auch häufig Brocken von rotvioletten Werfener Schichten, was mit einem permischen Alter nicht vereinbar ist. Sie gehen (nach Spengler) allmählich in typische Werfener Schiefer über, während bei den Ennstaler Konglomeraten das gleiche Verhältnis zu den Grauwackenschiefern besteht. Eine tektonische Verformung haben auch die Präbichlkonglomerate streckenweise erfahren, im allgemeinen sind sie aber nicht verflasert, während dies bei den Ennstaler Konglomeraten die Regel ist.

Aus dem Eisenerzer Gebiet beschreibt E. Spengler (19) deutlich transgressive Lagerung des Präbichlkonglomerates, wobei letzteres als

geringmächtige Bildung auf den steilgestellten Silurdevonkalken liegt, nach oben rasch in die Werfener Schichten übergeht und sich so ganz der kalkalpinen Serie anschließt, während im Dürrenschöbergebiet konkordanter Verband der Kalk- mit den Quarzkonglomeraten und den begleitenden Grauwackenschiefern durchwegs besteht.

Im ganzen genommen schließen sich also die Präbichlkonglomerate sowohl nach dem Schichtenverband und Metamorphose als auch tektonisch der Kalkalpentrias an, wogegen die Ennstaler Kalkfaserbreccien in den gleichen Belangen ebenso eng mit den Grauwackengesteinen verbunden sind.

Will man die Ennstaler Kalkfaserbreccien trotz dieser Verschiedenheiten dem Präbichlkonglomerat gleichsetzen, so wird man nicht umhin können, auch die mit ihnen verbundenen Quarzkonglomerate und einen beträchtlichen Teil der Grauwackenschiefer zum Perm (oder Untertrias) zu stellen, was wegen ihres Zusammenhanges mit den sicher silurischen Schieferen kaum lösbare Schwierigkeiten bereitet. Jene Verbundenheit steht auch einer Deutung als tektonische Einfaltungen oder Schuppen transgredierender jüngerer Schichten entgegen, weil man dann willkürlich einen Schnitt zwischen Kalkbreccien und Quarzkonglomeraten ziehen müßte.

Demgegenüber erscheint doch die Lösung wahrscheinlicher die Kalkfaserbreccien für älter als das Präbichlkonglomerat zu betrachten, wobei allerdings auch die Folgerung sich ergibt, daß nicht die ganze Masse der Grauwackenschiefer silurisch sein kann. Die Quarzkonglomerate lassen sich vielleicht mit dem Silbersbergkonglomerat in Parallele stellen, die H. Mohr nunmehr (32) für weitaus älter als Oberkarbon ansieht.

Die bisherigen Fossilfunde sind eben noch immer zu wenige und zu weit auseinander liegend, um für die Altersbestimmung der ganzen Grauwackenschiefer auszureichen, wie ja auch der Graptolithenfund von Gaishorn gelehrt hat, daß der auf Grund eines sehr weit gedehnten lithologischen Analogieschlusses in seiner Gesamtheit als Karbon angesprochene Schichtenkomplex im Liesing- und Paltental auch ältere Schichtglieder einschließt. Sowohl die bisherigen Graptolithenfunde als die neuen, genaueren Kartierungen eröffnen erst den Eintritt in ein neues Stadium der Erschließung der Grauwackenzzone.

Erzführender Kalk.

Der zu dieser Schichtstufe gehörige Felsen, auf welchem Schloß Rötelstein erbaut ist, wurde bereits oben beschrieben. Dazu kommt noch ein kleiner Felshügel oberhalb des Schlosses. Im übrigen wird die Schichtstufe im Ennstaler Gehänge nur durch eine Reihe von Rohwand- und Sideritvorkommen vertreten, die den Verlauf der Kalkfaserbreccien von Rötelstein gegen W hin begleiten. K. A. Redlich hat sie nach Archivalien und Feldbefund kartographisch aufgezeichnet und beschrieben (22), so daß eine Aufzählung hier entfallen kann. Das größte derselben (Schurfhaue Rotleiten, Zuschlagalden und Fuchs) umschließt noch beträchtliche Mengen unvererzten Kalkes.

Zum „erzführenden Kalk“ gehört sehr wahrscheinlich auch das Lager von lichtgrauem, fleckenweise auch dunklerem, undeutlich gebanktem Kalk, welches nahe ober der Wagenbänkmalm ansteht. Weiter westlich am gleichen Hang tritt wieder der hier mehr gelbliche Kalk auf. Beide werden von Tonschiefern und Konglomerat der Grauwackenserie begleitet.

Erst auf der Treffneralm (Mödlingerhütte) und am Spielkogel und dessen Südkamm treten größere Massen von Silurdevonkalk auf, auch hier in einzelne Schollen und Klippen geteilt, ohne Begleitung durch kalkhaltige Konglomerate. Es sind hell- bis dunkelgraue, auch fleckig gefärbte und weiße zuckerkörnige Kalke, meist ohne deutliche Schichtung oder Bankung. Die Vererzung ist im allgemeinen gering, am stärksten auf der Treffneralm.

Am unteren Ende des Südkammes kommen sie in nächste Nachbarschaft von Kalken der graphitführenden Serie und sind von diesen nur durch die Begleitgesteine zu trennen, abgesehen von den Kalkglimmerschiefern und Glimmerkalken bei dem Poserhof, die in gleicher Art im Silurdevonkalk nicht vorkommen. Da diese Region stark gestört und von Vorwürfen durchsetzt ist, ist die Zuteilung der Kalke nicht immer verlässlich zu treffen; bei manchen Klippen gibt die Vererzung eine Entscheidung.

Die Erzvorkommen im Bereich der Grauwackenschiefer sind von dreierlei Art:

1. Vererzung des Silurdevonkalkes.
2. Vererzung der Kalkflaserbreccien.
3. Erzgänge und Imprägnationen im Schiefer.

Die Vorkommen ersterer Art wurden eben erwähnt. Vererzung von Breccien ist vor allem in dem Pesendorfer Eisensteinbergbau am Blahberg Gegenstand des Abbaus gewesen. Der alte Tagbau und die Stollen sind völlig verfallen und überwachsen, so daß das Erz nur auf den Halden und in Blöcken noch zu sehen ist. Soweit hier sichtbar, sind sowohl Kalk- und Quarzkonglomerate als auch der dazwischenliegende Phyllit und Quarzserizitschiefer vererzt. Letztere zeigen Übergänge in Quarzkonglomerat. Das Anstehende ist von zahlreichen Klüften — am Querweg mit schönen Harnischflächen — durchsetzt, an denen es in große Blöcke zerfällt und am Hang abrutscht. Die starke Zerklüftung und Absätzigkeit des Erzvorkommens und die brecciökonglomeratische Struktur des Muttergesteins geht auch aus den alten Bergwerksberichten hervor. Das Vorkommen wurde schon seit dem 12. Jahrhundert abgebaut; 1875 wurden noch 80.000 *q* Erz gefördert und 75 Knappen beschäftigt. (Siehe 10 und 22.)

Außer Spateisenstein und Rohwand traf man an mehreren Stellen des Liegenden eine etliche Fuß dicke Lage von derbem Schwefelkies.

Am Salberg bei Liezen sind die gleichen Breccien vererzt und von Eisenspatgängen durchzogen. Am Ausgang des Edelgrabens (bei Station Frauenberg) tritt das Erz im Quarzkonglomerat auf und wurde beschürft.

An zahlreichen Stellen durchsetzen schmale Gänge und Adern von Quarz und Eisenkarbonat (Ankerit und Siderit) den Grauwackenschiefer und gaben Anlaß zu wenig hoffnungsvollen Schurfbauen, z. B. im Treffnergraben. Lockere Imprägnationen begleiten oft die Adern. Im Strohsackgraben sieht man auf den Halden der alten Baue solche Quarzgangstücke mit großen Muskoviten und Ankerit, andere Stücke zeigen großblättrigen Eisenglanz.

Zu erwähnen wäre auch das kleine Eisenerzvorkommen am Brunnriedl ober Kaiserau, wo am linken Hang des östlich angrenzenden Grabens in ungefähr 1450 m Seehöhe in den kieselig-quarzitischen Grauwackenschiefern ein größeres Nest von großblättrigem Eisenglanz (Blätter bis zu mehreren Zentimetern Durchmesser) und Limonit sitzt und auch in dem angrenzenden Schiefer in dünnen Adern sich fortsetzt. Nach K. A. Redlich wird in den alten Bergbauakten das Vorkommen öfter erwähnt. Ein ähnliches Vorkommen mit Eisenglanz, Limonit und Quarz befindet sich östlich ober Aigen in einem schmalen, zwischen die Kalkflaserbreccien eingeschalteten Streifen von Grünschiefer und Sandsteinschiefer.

Das schon beschriebene Kupfererzvorkommen im Bärenfelder Graben (Graphiterie) ergänzt das Gesamtbild dieses Vererzungsbereiches nach der sulfidischen Seite.

Blasseneckporphyroid.

Die als Blasseneckporphyroid zusammengefaßten quarzporphyrischen und keratophyrischen Gesteine haben ihre Hauptentfaltung östlich der Flitzenbachschlucht; der mächtige, breite Zug derselben, welcher dem namengebenden Blasseneckkamm entlang sich erstreckt, endet in voller Breite am Spielkogel und dessen Südkamm. Weiter nördlich, in der dem Kalkalpenrand folgenden Grauwackenschieferzone liegen im Johnsbachtal nur ein paar kleine Einlagerungen von Porphyroid, z. B. am linksseitigen Talgehänge zwischen Scheidegger und Kölblwirt. Am Aufstieg vom Donnerwirt zur Mödlingerhütte begegnet man wieder einem dazugehörigen, weißen Gesteine, das sich dann wahrscheinlich durch die schuttüberrollten Waldhänge gegen P. 1481 fortsetzt, von wo es bereits von F. Heritsch (4, S. 152) beschrieben und von F. Ängel (24) petrographisch untersucht wurde.

In der Flitzenbachschlucht überquert ein breiter Zug von stark verwalztem und gestrecktem Porphyroid den Tallauf zwischen der Mündung des Wagenbänkbaehes und der vorderen Flitzenalm, zwischen blaugrauen und weißen, quarzitischen Grauwackenschiefern im Liegenden und feinkörnigen, grüngrauen Arkoseschiefern im Hangenden. Der Porphyroid zieht sich am rechten Talhang noch ein Stück hinauf, läßt sich aber dann in dem dichtbewachsenen Waldhang nicht mehr deutlich verfolgen. Erst bei P. 1736 des Lahngangkogels sind wieder feinkörnige, mitunter phyllitgneisähnliche Gesteine aufgeschlossen, die

nach dem Dünnschliffbild und den kleinen Porphy Quarzen sehr wahrscheinlich stark verarbeitete Porphyroide sein dürften. Ein ähnliches Gestein begegnet man auch nahe ober dem Kalblinggatterl. Sonst herrschen hier verschiedene Spielarten sehr feinkörniger Grauwackenschiefer.

Im Bereich der hinteren Flitzentaln hat Fr. Heritsch (4, S. 130) bereits drei kleine Porphyroidvorkommen entdeckt, die ich nach seiner Skizze auf Blatt Admont—Hiefiau eingetragen habe. Am unteren Ende des vom Kalblinggatterl zur hinteren Flitzentaln verlaufenden Wildbachgrabens steht am rechten Ufer ein lichtgrünes, dichtes, tafeliges Serizitgestein an, das sehr an stark metamorphe Porphyroide erinnert, der Dünnschliff läßt aber keine Strukturreste oder sonstige deutliche Anzeichen dafür mehr erkennen. Weiter talaus am Hang folgen normale Grauwackenschiefer.

Weiter westlich bildet der kleine Aufschluß von Porphyroiden im Bachbett oberhalb Kaiseräü, den schon Heritsch und Angel (4, 24) beschrieben haben, die letzte Spur dieser Porphyroidzüge.

Ein ganz vereinzelt liegendes, kleines Vorkommen von Porphyroid fand ich im untersten Teil des Treffnergrabens (westlich Admont), an der rechten Talseite: Im Querbruch des lichtgrünlichgrauen, dichten Gesteins mit Serizitbelagen sieht man graue Quarzeinsprenglinge, welche unter dem Mikroskop als korrodierte Porphy Quarze sich erweisen und in der feinkörnig-faserigen Quarzserizitgrundmasse schwimmen. Das Gestein ist stellenweise reichlich mit winzigen Pyritkriställchen durchsprengt.

Zwischen der Niederbergalm, ONO ober Gaishorn und P. 1523 (am Südrand des Kartenblattes Admont—Hiefiau) steht beiderseits umschlossen von Blasseneckporphyroid ein amphibolitisches Gestein an. Teilweise besitzt es körnig-massige Struktur bei einer Korngröße von 2—4 mm und zeigt ausgefranzte, kurzsäulige, dunkelgrüne Hornblenden neben weißem Feldspat, teils geht es in einen Grünschiefer über mit mehr oder weniger deutlicher Parallelstruktur.

Im Dünnschliff zeigt die schillerige Hornblende Pleochroismus von lichtgelb zu kräftig lauchgrün, der Feldspat ist ein langleistenförmiger, stark verzwilligter anorthitarmer Plagioklas, außerdem ist Titanit und Leukoxen ziemlich reichlich vorhanden. Die beiden Hauptgemengteile zeigen keine weitere Umwandlung. Die Struktur ist ophitisch-strahlig, ohne jede Kataklyse. Das Gestein könnte als Diabasamphibolit bezeichnet werden.

Der Verband mit dem Porphyroid ist nicht aufgeschlossen, seine Fortsetzung jenseits des Kammes von P. 1523 gegen Süden habe ich nicht weiter verfolgt.

Fr. Heritsch hat die Porphyroide mit einer größeren Menge von Sedimentgesteinen zu seiner Blasseneckserie zusammengefaßt. In dem vorliegenden Berichte und bei der Zeichnung auf Blatt Admont—Hiefiau habe ich als Blasseneckporphyroid nur die Eruptivgesteine und ihre Tuffe einbegriffen, während die sie umschließenden Tonschiefer und Grauwacken mit den übrigen Grauwackenschiefeln vereint wurden.

Lagerungsverhältnisse.

Die eingangs aufgezählten drei geologischen Einheiten bauen sich in der Dürrenschöberlgruppe auch als drei tektonische Stockwerke übereinander auf.

Das unterste Stockwerk bilden die Gesteine der graphitführenden Serie, deren Streichen um die O-W-Richtung schwankt, bei vorwiegend sehr steilem Nordfallen. Auch südlich des Paltenbachs, bei Rottenmann, ist die Graphitserie gleichgelagert, nur tritt am Rand des Gneisgebirges eine leichte Einschwenkung des Streichens gegen OSO ein, als Anpassung an den Gneisrand. Das Einfallen ist ebenfalls sehr steil gegen N gerichtet, was besonders in den mauerartig hervorragenden Kalkzügen deutlich in Erscheinung tritt.

An der nördlichen Talseite setzen die graphitführenden Schichten bei Büschendorf mit Grünschiefer und Marmor ein und verbreitern sich gegen O entsprechend der Abweichung des Streichens vom Talverlauf.

Im unteren Teil des Dietmannsdorfer Grabens beobachtet man die ersten Anzeichen der antiklinalen Aufwölbung des Flitzenbachgebietes, indem meridionales Streichen einsetzt unter gleichzeitiger intensiver Verfallung der Schichten. Im oberen Teil herrscht wieder das regelmäßige O-W-Streichen und Nordfallen. Im Graben ober Bichelmaier tauchen dann die Liegendquarzite unter den graphitischen Schiefen hervor mit südwestlichem und westlichem Abfallen, während im Quellgebiet des Grabens die Schichten wieder über ONO- in O-W-Richtung einschwenken, welche am Kamm des Wagenbänkberges herrscht. Am Südostabsenker dieses Berges überschreitet man den Scheitel der Aufwölbung zwischen 1100 und 1200 *m* Seehöhe. Der Nordflügel fällt an diesem Rücken flach gegen N ein, während der Südflügel rasch steile Stellung bis fast senkrechte Stellung (bei Petaler) einnimmt. In der Flitzenbachschlucht streicht die Achse der Antiklinale kurz vor dem Beginn der engen Felsklamm (bei der 5. Talsperre) durch in flach liegenden und bereits O einfallenden Schiefen. Der Nordschenkel ist im ganzen flacher und dementsprechend breiter aufgeschlossen als der steile Südschenkel. Am linken Schluchthang verschwinden die Liegendquarzite rasch unter den auf der Weidalm (Wartalpe der Karte) austreichenden Graphitschiefern und den darüberliegenden Kalken. (S. darüber weiter unten.) Erst in den tieferen Berghängen ober Gaishorn, bei Gatschberger und Lippauer setzen sich die graphitführenden Schiefer wieder ununterbrochen gegen SO ins obere Paltental fort.

Die graphitführende Zone und deren Liegendquarzite verringern ihre Breite von ungefähr 3,75 *km* in der Flitzenbachschlucht auf 1 *km* östlich von Gaishorn.

Das Auftreten der Antiklinale läßt darauf schließen, daß der Graphitzug im Westen derselben nicht eine einfache Schichtenfolge ist, sondern eine zusammengeklappte Sattelfalte, wobei die Kalke bei Barendorf-Büschendorf dem Hangenteil des nördlichen Flügels, jene südlich Rottenmann dem Hangenden des südlichen Schenkels angehören würden. Die Falte wäre gegen S überkippt, wie auch die Antiklinale am Flitzenbach gegen S einseitig versteilt ist.

Von St. Lorenzen gegen SO komplizieren sich aber die Lagerungsverhältnisse der Karbonzone gewaltig, wie aus den Angaben von F. Heritsch und M. Vacek hervorgeht, so daß hier keinesfalls mehr mit einer einfachen zusammengeklappten Sattelfalte zu rechnen ist. Auch schieben sich im unteren Triebental und Fötteleck neue Schiefermassen zwischen die nördlich der Palten liegenden Graphitschiefer und jene am Südrand ein. Eher wären vielleicht die Kalkzüge am Walder Schober Äquivalente der Rottenmanner Kalke.

Bei obiger Deutung wäre die Auflagerungsfläche der Graphitserie auf dem Bösensteinkristallin eine tektonische Anschiebungsfläche, was sowohl mit dem Fehlen der Grundkonglomerate (Rannachkonglomerat und Phyllite) gegenüber dem Transgressionsverband am Seckauer Massiv als mit der stark tektonisierten Beschaffenheit der schmalen, phyllitischen Randzone zwischen Kalken und Kristallin bei Rottenmann übereinstimmt.

Das zweite Stockwerk bilden die Phyllite des Tonecks und ihre Fortsetzung bis Rottenmann. Sie liegen von Büschendorf bis zum Mühlgraben und wahrscheinlich auch noch am Kleeriedel mit sehr steil nordfallender Grenzfläche auf der graphitführenden Serie, hier zunächst auf den Kalkglimmerschiefern und Grünschiefern. Das Streichen der Phyllite verläuft, soweit die spärlichen Aufschlüsse es feststellen lassen, konkordant mit der Grenzfläche, nahe O-W bei steilem Nordfallen; östlich des Mühlgrabens fehlen geeignete Aufschlüsse. In der Hauptmasse der Phyllite, am Toneck, schwenkt das Streichen gegen NO ein, nahe dem Gipfel beobachtet man (an seiner Nordostseite) NW-Streichen, ebenso im obersten Teil des Bärendorfer Grabens. Im Lichtmeßgraben herrscht im obersten Teil wieder NO-Streichen, im unteren Teil streicht der Phyllit O-W; das Fallen ist gegen NO, bzw. NW bis N gerichtet.

Im Büschendorfer Graben streichen die Phyllite nahe OW- mit N-Fallen; im mittleren Teil desselben mißt man am Bach NO-Streichen (NW-Fallen), an der linken Talseite südlich Ehrenberger auch NS-Streichen mit O-Fallen, so daß hier im Graben eine leichte Queraufwölbung zu bestehen scheint. In ähnlicher Weise kann das NW-Streichen am Toneck und im oberen Bärendorfer Graben als spätere Querverbiegung gedeutet werden.

Im Meßmer Graben bei Rottenmann streichen die Phyllite OW (bei N-Fallen), nur im unteren Teile des linken Begrenzungsrückens wurde an einer Stelle NO-Streichen gemessen. In dem schmalen Phyllitzuge, der die untersten Berghänge von Willmannsdorf bis Goldbichl einnimmt, tritt neben herrschenden ostwestlichen Streichrichtungen an ein paar Stellen auch NNW-Streichen mit steilem O-Fallen auf.

Das regionale ostwestliche bis nordöstliche Streichen der Phyllitzone scheint also über die ganze Erstreckung hin durch spätere Zerknitterungen stellenweise in Querrichtungen abgelenkt worden zu sein.

Die größte Ausbreitung im behandelten Gebiete besitzt das dritte Stockwerk, welches die Grauwackenschiefer mit ihren Konglomeraten, Grünschiefern und sonstigen Einlagerungen umfaßt.

Die Grenzfläche gegen die Phyllite senkt sich mit mäßiger Neigung gegen Norden, so daß sie in ihren höchstgelegenen Anschnitten am

Südrande bei 1300 *m* in die Luft ausgeht, während sie im Ennstal nicht mehr zutage kommt.

In den Gräben der Südseite des Dürrenschöberlkammes reichen die Phyllite bis zu den hintersten Talteilungen zurück (Meßmer Graben bis 1300 *m*, Büschendorfer Graben und Bärenndorfer Graben bis 1100 *m*), während an den die Gräben trennenden flachen Seitenkämmen die Grauwackenschiefer bis zu deren steileren Endabfall gegen Süden vortreten (siehe Tafel IV).

Das tiefe Einbiegen der Grenzlinie in den Gräben bei einem Fallwinkel der beiderseitigen Schiefer, der beträchtlich steiler ist als die Neigung der Grenzfläche, verweist auf einen tektonischen Charakter der Grenzfläche, der noch bestätigt wird durch die Diskordanz im Streichen beider Schiefergruppen.

Der Austritt der Grenzfläche ist im Gelände kaum irgendwo scharf festzulegen, da einerseits an den in dieser Höhenlage flachgeneigten, breiten Berghängen die Felsaufschlüsse selten und weit voneinander entfernt sind und andererseits auch das Auftreten ähnlicher Gesteinsarten in beiden Stockwerken die sichere Zuteilung zur einen oder der anderen Schichtengruppe oft erschwert oder verhindert. Im Gesamtbild ist aber der Unterschied zwischen den schwach metamorphen, vorwiegend tonigen oder quarzitären Grauwackenschiefern und den höher metamorphen Phylliten deutlich genug zur Trennung beider Komplexe. Dazu kommt noch die Einlagerung der Grünschiefer und der Konglomerate in den Grauwackenschiefern gegenüber dem Fehlen derselben in den Phylliten.

An der rechten Flanke des Meßmer Grabens, im Hintergrund des Büschendorfer Grabens und am Seitenkamm zwischen ihm und dem Bärenndorfer Graben zeigen die Grauwackenschiefer in der Randzone eine starke Tektonisierung. Sie sind heftig gequetscht und verdrückt und erscheinen als schwärzliche oder stahlgraue, dichte Schiefer mit phyllitischen Häuten, wechselnd mit helleren, grünlichen, feinschuppigen serizitischen Lagen, in denen rostige Quarznester und Fasern stecken. Im Büschendorfer Graben stecken mehrere kleine Grünschieferlinsen in dieser Randzone. Bei der Meßmeralm gehen die tektonisierten Schiefer in die stark zerrissenen und verwalzten feinschichtigen Grauwackenschiefer über, welche weiterhin gegen Westen dem Kamm des Sonnberges folgen.

An den tieferen Hängen des Sonnberges ist das Ausstreichen der Grenzfläche ober den in 900—1100 *m* Höhe anstehenden Grünschiefern anzunehmen. Die Grauwackenschiefer liegen hier aber nicht mehr auf dem Phyllit, sondern auf den Grünschiefern und den zwischen und unter diesen anstehenden graphitischen Schiefen und erst im Liegenden dieser folgen die Phyllite, sofern man letztere nicht noch zur graphitführenden Serie zählen will, in Gleichstellung mit den Phyllitlagen der Graphitserie im Bärenndorfer Graben. Für letzteres spräche das allmähliche Eintreten der Graphitschiefer in die Phyllite unterhalb der Grünschiefer. Es würde dann die Phyllitzone an der rechten Seite des Meßmer Grabens enden und die Graphitzone in starker Verschiebung gegen N neuerlich

an der rechten Talseite des Palntales auftauchen. Darüber sollen noch weitere Untersuchungen im Gelände Anflärung zu bringen suchen.

Im obersten Bärenendorfer Graben verläuft die Grenze der Grauwackenschiefer aus der Tiefe der Quellgräben dem Südhang des Klosterkogels entlang zum Sattel (P. 1173) zwischen ihm und dem Toneck. Auf dieser Strecke treten die Quarzkonglomerate an den Rand des Schieferbereichs heran und begleiten ihn an der linken Seite des Toneckgrahens. Der Gesteinsgegensatz läßt die Grenze deutlich hervortreten; das beiderseitige Streichen am Sattel und nördlich davon verläuft parallel, soweit ein solches in den Grauwackenschiefern aus dem Verlauf der Konglomeratzüge abgeleitet werden kann.

Im ganzen dritten Stockwerk, vom Lichtmeßgraben im O bis zu den Berghöfen ober Selztal im W herrschen submeridionale Streichungsrichtungen, die zwischen NW—SO und NO—SW pendeln, bei meist westlichem Einfallen, in deutlichem Gegensatz zu dem durchschnittlich ostwestlichen Streichen der tieferen Stockwerke im Palntale. Der Verlauf des Streichens wird in den Grauwackenschiefern durch die Grünschieferlager und die Konglomeratzüge hervorgehoben, ähnlich wie in den Graphitschiefern durch die Kalkzüge. Die Anordnung der Querschnitte auf Tafel IV in zwei Gruppen entspricht diesem Gegensatz der Streichrichtungen.

Abgesehen von kleineren Abweichungen streichen die Schiefer im Bereich des Klosterkogels NO, schwenken im oberen Treffner Graben in NS ein, am Hubereck in NNW bis NW, während am Nordfuß dieses Abschnittes zwischen Treffen und Aigen immer noch nordöstliche Richtungen vorwalten, wie an den hier auftretenden Kalklaserbreccien auffällig zutage tritt. Es ergibt sich dadurch im mittleren Abschnitt der Ennstalflanke eine gegen W konvexe Bogenform des Streichens. Im Bereich des Blahberges und an den Westhängen des Dürrenschöberls und an seinem Gipfel herrscht NS-Streichen, das über die Meßmeralm bis zum Südrand reicht und sich bis in den obersten Büschendorfer Graben verbreitet. Vom Südende des Treffner Grabens (Sattel P. 1369) weichen die Streichungsrichtungen gegen N garbenförmig auseinander, was auch in der scharfen Einknickung des hier dem Streichen folgenden Hauptkammes zwischen Hubereck und Klosterkogel zum Ausdruck kommt.

Nur im Bereich des Sonnbergs erstreckt sich das meridionale Streichen nicht bis zum Südrand der Grauwackenschiefer, da am Sonnbergkamm und seinem Südhang O-W bis ONO-Streichen besteht, also gleich gerichtete Lagerung mit dem unteren Stockwerk. Es ist diesbezüglich bemerkenswert, daß die oben beschriebenen tektonischen Schiefer der Randzone von der Meßmeralm über den Kamm an die Nordseite des Sonnberges sich fortsetzen und dadurch den O-W orientierten Teil der Grauwackenschiefer von dem meridional streichenden Bereich (nördlich des Ktölners Grabens) abtrennen.

Die Grauwackenschiefer zeigen fast im ganzen Bereiche vom Lichtmeßgraben bis zum westlichen Kartenblattrand steile Aufrichtung; nur zwischen Spießkogel und Dürrenschöberl und an dessen obersten Westhang lagern die Schichten flach, gehen aber beiderseits sehr bald wieder in steile Neigung über.

Im allgemeinen herrscht Westfallen vor. Die daraus sich ergebende scheinbar sehr große Mächtigkeit der isoklinalen Schichtenfolge läßt sich zum Teil auf Zusammenfaltung zurückführen. Die flache, offene Mulde auf dem Dürrenschöberl, der sich bei Ktölner eine zweite ähnliche anschließt, erscheint am Blahberg bereits eng geschlossen (siehe S. 145) und verschwindet dann in der isoklinalen steilstehenden Schichtenfolge, in der nur die mehrmalige Wiederkehr der Konglomerate darauf hindeutet. Auch im Wolfsbachgraben beobachtet man Anzeichen einer zusammengeklappten Synklinalität.

Stärker gestört erscheinen die Schichten am untersten Ennstalgehänge zwischen Rötstein und Aigen. Im Kartenbild fällt gleich die eigentümliche Verbreitung der Kalkflaserbreccien auf, die in einer Reihe getrennter Schichtenstöße dicht nebeneinander angeordnet sind, aber, mit Ausnahme jener im mittleren Wolfsbachgraben, 100—200 m ober der Talsohle enden, wobei die Streichrichtungen oft von dem regionalen NO-Streichen abweichen und lokale Verbiegungen und Verdrückungen auftreten. Die Zerteilung der Kalkflaserbreccien ist allem Anscheine nach mehr eine tektonische als eine solche der ursprünglichen Ablagerungsform. Die Kalkbreccien erscheinen an einer gegen Westen gerichteten Bewegung mitgeschleppt. Eine solche Bewegung ist angezeigt durch den bereits obenerwähnten bogenförmigen Verlauf des Streichens im Gebiet des Treffnergrabens. Die enge Zusammendrängung der Schichten in steiler Stellung im tieferen Teile des Blahberges gegenüber der offenen Mulde auf dem Dürrenschöberl kann auch mit diesem Vorstoß zusammenhängen.

Eine besondere tektonische Einschiebung liegt an der rechten Seite des Treffnergrabens, in seinem untersten Teil, vor: Es stehen hier an: 1. am Talausgang Kalkflaserbreccie, talaufwärts folgt 2. Grünschiefer, 3. das S. 150 erwähnte Porphyroidvorkommen, WNW streichend und sehr steil S fallend, oft fältelig zerknittert, 4. eine größere Scholle Rohwand und Siderit, übergehend in Kalk mit Ankeritnestern (Schurfbau, siehe K. A. Redlich [23]), 5. sehr steil NW fallende, stark graphitische schwarze Schiefer und südlich davon in größerer Mächtigkeit 6. Phyllit, ähnlich jenem am Toneck, in gleicher Lagerung. Bei der nächsten Terteilung gehen die Phyllite wieder in schwärzliche Schiefer, gleich wie 5., über, unter denen dann in dem östlichen Seitengraben heftig verflaserte, mylonitische Schiefer folgen, welche schließlich in die gewöhnlichen Grauwackenschiefer übergehen. Die Phyllite kann man den Toneckphylliten gleichstellen oder mit den Graphitschiefern zusammen zur graphitführenden Serie rechnen. Zu einer Gleichstellung mit den Silurschiefern Spenglers wegen ihrer Begleitung durch die Rohwand fehlen die charakteristischen Kieselschiefer. Im ganzen macht diese Zusammenhäufung von Bestandteilen verschiedener Serien jedenfalls nicht den Eindruck einer normalen Einordnung (siehe Tafel IV, 2. Profil von oben).

Durch die hoch aufsteigenden Phyllite des Tonecks ist der unmittelbare Zusammenhang zwischen den Grauwackenschiefern der Dürrenschöberlgruppe mit jenen weiter östlich unterbrochen. Sie setzen an dem Rücken der Bichlerhalm nördlich Kaiserau wieder ein mit Quarzkonglomeraten, die spiegelbildlich zu jenen am Klosterkogel mit steilem

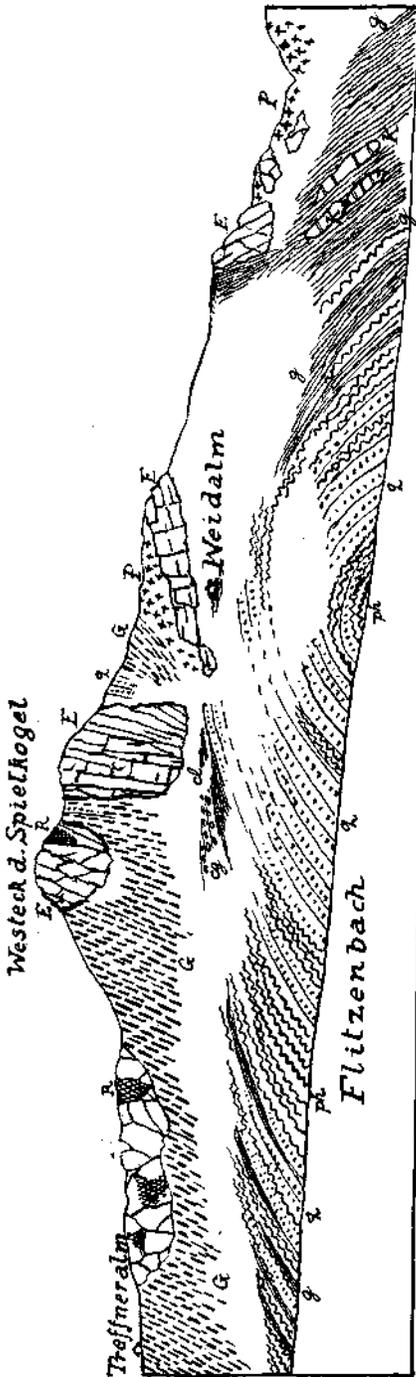


Fig. 1. Profilsicht der linken Flanke des Flitzenbachtals.

q = Liegendquarzite, *ph* = Liegendphyllite, *g* = graphitische Schiefer, *K* = Kalk der graphitführenden Serie, *cg* = Quarzkonglomerat, *E* = Erzführender Kalk, *R* = Rohwand, *P* = Porphyroid, *G* = Grauwackenschiefer.

Südostfallen auf den Phylliten liegen, sich also durch einen Luftsattel mit ihnen verbinden lassen. Auch jenseits der Kaiserau, am Nordabfall des Lahngangkogels, fallen die Schichten noch steil S ein (bei O-W-Streichen), ebenso auf der hinteren Flitzenalm. Am Kamm des Lahngangkogels stehen sie seiger. Erst bei der vorderen Flitzenbachalm setzt wieder das Nordfallen ein.

Noch nicht genügend geklärt sind die Verhältnisse zwischen Kleeriedel und Wagenbänkalm. Die Toneckphyllite des Kleeriedels stehen auch noch im oberen Ende des Dietmannsdorfer Grabens zwischen 1250 und 1400 m an, steil gegen N unter die Grauwacken und den erzführenden Kalk einfallend, und werden von Grünschiefer begleitet. Zwischen den Grünschiefern und den obersten Lagen der Graphitserie findet man am Karrenweg nach Dietmannsdorf noch Rollstücke von Grauwackenschiefer, am Kamm stehen dazugehörige Schiefer östlich des weißen Konglomerates auch an. Im ganzen erscheint es wohl wahrscheinlich, daß die Toneckphyllite im obersten Ende des Dietmannsdorfer Grabens zwischen Grauwackenschiefer im Hangenden und Liegenden tektonisch auskeilen. Die Phyllite, welche am Wagenbänkberg südlich der Almhütten und am rechten Einhang des Wagenbänkgrabens anstehen, sind bereits eng mit den Quarziten der Graphitserie verbunden und deshalb eher zu dieser zu stellen.

Von der Wagenbänkalm ostwärts folgt der Unterrand des dritten Stockwerkes dem Lauf des gleichnamigen Grabens bis zum Flitzenbach. Am linksseitigen Gehänge der Flitzenbachschlucht greift dann aber das Stockwerk der Grauwackenschiefer mit dem erzführenden Kalk und dem Porphyroid weit nach Süden über, indem es sich über die Flitzenbachantiklinale bis zu ihrem Südfall ausbreitet (Fig. 1).

Das Hangende der Antiklinale bilden bei der Mündung des Wagenbänkales grüngraue und schwärzliche Phyllite mit geringmächtigen Graphitschieferlagen, zuoberst liegt der schon erwähnte Phyllit mit Kalkfasern (Kalkglimmerschiefer). Phyllite (ohne Kalkfasern) und Graphitschiefer setzen sich am linken Hange ansteigend gegen Süden fort. Nahe unter dem Weg von der Weidalm zur Treffneralm treten in diesem Zuge Quarzkonglomerate auf, verbunden mit graphitischen Schiefen und Chloritschiefer. Graphitschiefer kommen auch bei der Weidalm und in gleicher Höhe am Kamm zwischen Weid- und Brünalm zum Vorschein. Das Gehänge, in dem die Grenze der graphitführenden Schichten und der Grauwackenschiefer verläuft, ist so stark mit Waldwuchs überzogen und aufschlußarm, daß zwischen Flitzenbach und Weidalm eine genaue Grenzziehung nicht möglich ist. Südlich der Weidalm verläuft der Weg nach Gaishorn nahe der Grenze und schneidet teils Phyllit und Liegendquarzit, teils Graphitschiefer und dessen Begleitgesteine an. Nördlich der Weidalm mißt man Nordfallen bei WNW- bis NW-Streichen, am Weg nach Gaishorn Südfallen bei OW- oder ONO-Streichen. Am Weg oberhalb des Sattels bei P. 945 (ober Gatschberger) setzen in den Graphitschiefern Kalke ein, und bei Poser erscheinen wieder die faserigen Kalkglimmerschiefer als typische Bestandteile der graphitführenden Serie. Wir sind hereits in dem den unteren Berghängen des Paltentals folgenden Graphitschieferzug Gaishorn—Treglwang und sehen so gleich wie im Westen auch hier im Osten den Sattel der Liegendquarzite vollständig von den graphitführenden Schichten überwölbt. Ostlich Gaishorn fällt das „Graphitkarbon“ nordfallend unter die Porphyroide des Blasseneckkammes.

Den Kamm an der linken Seite des Flitzenbachtals nehmen durchwegs, vom Fuß des Reichenstein bis an sein Südende ober Gaishorn, Grauwackenschiefer, Silurdevonkalk und Porphyroid ein.

Von den Werfener Schiefen unter dem Reichenstein bis zur Treffneralm liegt er in den Grauwackenschiefern (mit einem schmalen Porphyroidzug bei P. 1481); bei der Treffneralm setzen die ersten Klippen des Silurdevonkalkes ein. Drei solche bauen hauptsächlich den oberen Teil des Spielkogels (P. 1722) und seine südöstlichen Vorköpfe auf, zwei von ihnen reichen ein paar hundert Meter an der Nord- bzw. Westflanke abwärts. Ihnen folgt gegen Süden entlang dem Seitenkamme eine Reihe kleinerer Klippen; teils auf dem Kamm sitzend, teils an seiner östlichen oder westlichen Flanke, bis nahe an den Gaishornerbach in 1000 m Seehöhe hinab. Zwischen die Kalkköpfe des Spielkogels schieben sich noch Grauwackenschiefer ein und bauen den Westhang zwischen und unter ihnen auf. Zwischen dem P. 1722 und dem westlich benachbarten Kalkkopf steht neben dem Grauwackenschiefer auch schon Porphyroid an, ebenso nimmt solcher die flache Kammschulter ober Weid-

alm, über dem Kalk. ein. Den ganzen Bereich östlich der Kalkklippenreihe, vom Spielkogel an bis zum Gaishorner Graben, nimmt Porphyroid ein; es ist das Westende des großen Porphyroidzuges, der über das Blasseneck und Hinkareck bis in die Teichentäler sich fortsetzt.

Die Kalkklippen zeigen eine Umgrenzung, die mit dem meßbaren Streichen und Fallen nicht übereinstimmt, z. B. ließe die Umgrenzung des Kalkes ober der Weidalm auf eine flach liegende Scholle schließen, ihr Fallen ist aber nach den Aufschlüssen an der Ostseite sehr steil W-fallend. Auch wechselt das Streichen des Kalkes von einer Klippe zur nächsten; NS, OW, ONO, NW sind vertreten, das Fallen ist teils N teils S oder W gerichtet. Die schroffe, im Wald in 1200 m Seehöhe aufragende Kalkscholle ist an der Westseite von einer mächtigen Rutschfläche begrenzt, die NS verläuft und seiger steht oder etwas gegen W übergeneigt ist; eine ähnliche Fläche bildet die OW verlaufende Nordbegrenzung.

Bemerkenswert ist ein Querbruch, welcher die Kalkreihe an der Steilrinne nördlich der Weidalm durchsetzt; da wo der Almweg bei der Weidalm die Rinne kreuzt, stehen weiße, dünntafelige Quarzite mit schwachem Serizitbelag auf den Bankungsflächen an, die gut mit den Liegendquarziten in der Flitzenschlucht übereinstimmen. Auch unterhalb der Almhütten sieht man solche am Wege anstehen. Dieselben Quarzite stehen am oberen Ende der Rinne am Kamme an. Südlich von ihnen folgen dort grüngraue, tonige Grauwackenschiefer und weiter südlich Porphyroid, welcher, nach dem verrutschten Material zu schließen, unter dem Tonschiefer tief in die Rinne hinabreicht. Das Ende des Kalkes, dem der Porphyroid aufgelagert ist, ist an der linken Seite der Rinne nach abwärts gesunken.

Der Querbruch scheint also so tief zu gehen, daß die Liegendquarzite zwischen die auflagernden Schichten hineingezerrt wurden.

Die Zerreißung des Kalkzuges in eine Reihe wirt gestellter Schollen läßt ihr Auftreten und ihre Anordnung entlang dem Rande des Blasseneckporphyroides als Schubschollen erkennen.

Die Kalkschollen bei der Treffneralm liegen den Grauwackenschiefern auf und dringen nicht tief in den Schiefer hinein. Das gleiche gilt für die Schollen ober und unter der Weidalm. Am Spielkogel sind die Grauwackenschiefer steilstehend zwischen die ebenfalls steilstehenden Kalkklötze eingeklemmt. Ober der Weidalm liegt dann Porphyroid auf dem Kalk, gleiches beobachtet man bei einer der weiter südlich gelegenen Kalkklippen.

Die große Kalkkuppe des Ohnhardskogels gehört meines Erachtens ebenfalls zu der Schollengruppe des Spielkogels und alle zusammen können als das zersplitterte Westende des großen Zuges von Silurdevokalk betrachtet werden, welcher das Johusbachtal an seiner Südseite begleitet und seinen Höhepunkt im Zeiritzkampel erreicht.

Die Zerschollung des Kalkes, das breite Ende des Porphyroids und die plötzliche Verbreiterung des obersten Stockwerkes östlich des Flitznbachs können mit der kurzen und breiten Aufwölbung der Liegendquarzite in tektonische Beziehung gebracht werden: Letztere kann als

Zusammendrückung entlang der Achse des Streichens betrachtet werden. An der so gebildeten Aufpressung der tieferen Schichten stauen sich die östlich gelegenen, höheren Massen, der Kalkzug wird an seinem Westende zerschollt und teilweise unter die nachrückenden Porphyroide hineingeschleppt. Der Porphyroid zeigt selbst an seinem Westende (im Gebiete der Neuwirt- und Niederbergalm) NNW-Streichen (bei sehr steiler Aufrichtung) und erst östlich des Hauptkammes auf der Sabingalm und Scheibenalm herrscht dann das regionale OW- bis WNW-Streichen.

Über der Flitzenbachantiklinale ist die oberste Schubmasse durch Erosion entfernt.

Einen Zusammenhang der Struktur am Westende des Porphyroidzuges mit der Flitzenbachantiklinale und dadurch bewirkte Einstülpung der Kalke unter die Porphyroide hat bereits G. Hiebleitner 1931 angenommen (3, Anmerkung auf S. 73).

Vielleicht steht auch die Hochrückung der Phyllite am Toneck und die dadurch bedingte Aufsattelung der Grauwacken mit jenen westlich gerichteten Bewegungen in Beziehung.

Auffällig ist, daß in dem angrenzenden Teil der Kalkalpen, zwischen unterem Johnbachstal und Lichtmeßgraben nach den Berichten O. Ampferers (25) keine Zeichen einer gleichartigen Auswirkung jener Vorgänge im Flitzenbachgebiet zu erkennen sind. Demnach wäre ein vortriadisches Alter der Flitzenstörung wahrscheinlich. Das würde mit dem Ergebnis übereinstimmen, zu welchem G. Hiebleitner hinsichtlich des Alters der gleichfalls als Westbewegung wirksamen Radmerstörung gekommen ist, wobei er die mit der Struktur der paläozoischen Schichten gleichgerichtete Aufsattelung der Werfener Schichten am Buchecker Erzberg als eine durch die alten Strukturen geführte Einwirkung der alpinen Gebirgsbildung deutet. Die Untersuchungen O. Ampferers haben aber ergeben, daß die Einbeziehung der Kalkalpen nicht nur die Werfener Schichten, sondern den ganzen Triasbau zwischen Lugauer und Kaiserschild betroffen hat und das Ganze in Zusammenhang steht mit der Entstehung der Weyerer Bögen (26).

Die scharfe Abschrägung, welche Hiebleitners Liegefalte der Radmerstörung bei der Transgression der Werfener Schichten erfahren hat — und Analoges berichtet Hiebleitner auch aus der Eisenerzer Gegend —, weisen aber doch auf eine vortriadische Anlage dieser Strukturen im paläozoischen Grundgebirge. Auch E. Spengler (19, Verh.) zählt zu der jungpaläozoischen Gebirgsbildung westgerichtete Überschiebungen und Faltungen mit meridionaler Achse, z. B. am Eisenerzer Erzberg. Die alpine Gebirgsbildung muß aber diese vorgezeichnete Querzone neu belebt haben, und außer der weitgreifenden Einbeziehung der Kalkalpen sind dieser Phase wohl auch die starken Verschuppungen, welche den Radmer Störungstreifen in der Grauwackenzone durchschneiden und die von Hiebleitner eingezeichnete große Westaufschiebung des östlichen Flügels der Liegefalte zuzuordnen. An sie gliedern sich im S die Westverschiebungen der Wildfeld-Reiting-Massen an (27 [1922] und 28).

Im Flitzenbachabschnitt ist dagegen eine solche Neubelebung nicht zustande gekommen oder mindestens nicht bis in die Kalkalpen vorgedrungen, das Ausmaß der Verstellungen ist hier im Grundgebirge ja auch beträchtlich geringer als in der Radmer.

Für eine starke westwärts gerichtete Bewegung in den Grauwacken vor der alpinen Gebirgsbildung spricht auch das submeridionale Streichen in dem obersten Stockwerk der Dürrenschöberlgruppe und die Diskordanz dieses Streichens gegenüber dem darunterliegenden Phyllit und den graphitführenden Schichten. Das submeridionale Streichen kann sich nicht erst nach der Überschiebung auf die unteren Stockwerke ausgebildet haben, ohne letztere in analoger Weise umzugestalten.

Fr. Heritsch hat zuerst im Paltengebiet die regionale Aufschiebung der Silur-Devon-Gesteine auf das Karbon erkannt, welche dann von L. Kober 1912 als oberostalpine und unterostalpine Deckenfolge bezeichnet wurden, mit der „norischen Linie“ als Grenze beider Decken.

Aus der vorliegenden Untersuchung hat sich ergeben, daß zwischen Enns und Paltenbach eine tektonische Dreiteilung des Gebirges besteht, indem zwischen „Karbon“ und Silur-Devon ein Phyllitstockwerk sich einschiebt, das sich deutlich als tektonisch selbständig gegenüber dem auflagernden Silur-Devon erweist. Ein gleiches Zwischenstockwerk aus Phyllit konnte ich 1924 von Mautern im Liesingtal bis in die Teichen zwischen Graphitkarbon und dem unteren Blasseneckporphyroid mit darüberfolgenden Grauwackenschiefern feststellen. Die gleiche Folge: Kristallin — graphitführende Serie — Phyllit — Grauwackenschiefer ergaben die Aufnahmen J. Stiny's (28) auf dem derzeit in Druck befindlichen Kartenblatte Bruck a. d. Mur—Leoben im Gebiete nordöstlich von Trofaiach.

Der tektonische Charakter der Grenzfläche zwischen Phyllit und Graphitkarbon wird noch bestätigt durch das Auftreten von Schollen alkristalliner Gesteine an ihr. So gibt E. Kittl (29) an der Basis des über dem Karbonschiefer liegenden Quarzphyllites bei Hohenburg (zwischen Trofaiach und Oberdorf a. d. Laming) eine Einlagerung von Amphibolit und Marmor an. Nach J. Stiny (28, 1927, S. 37) begleiten auch verderbter Gneis und Glimmerschiefer den Amphibolit Kittl's.

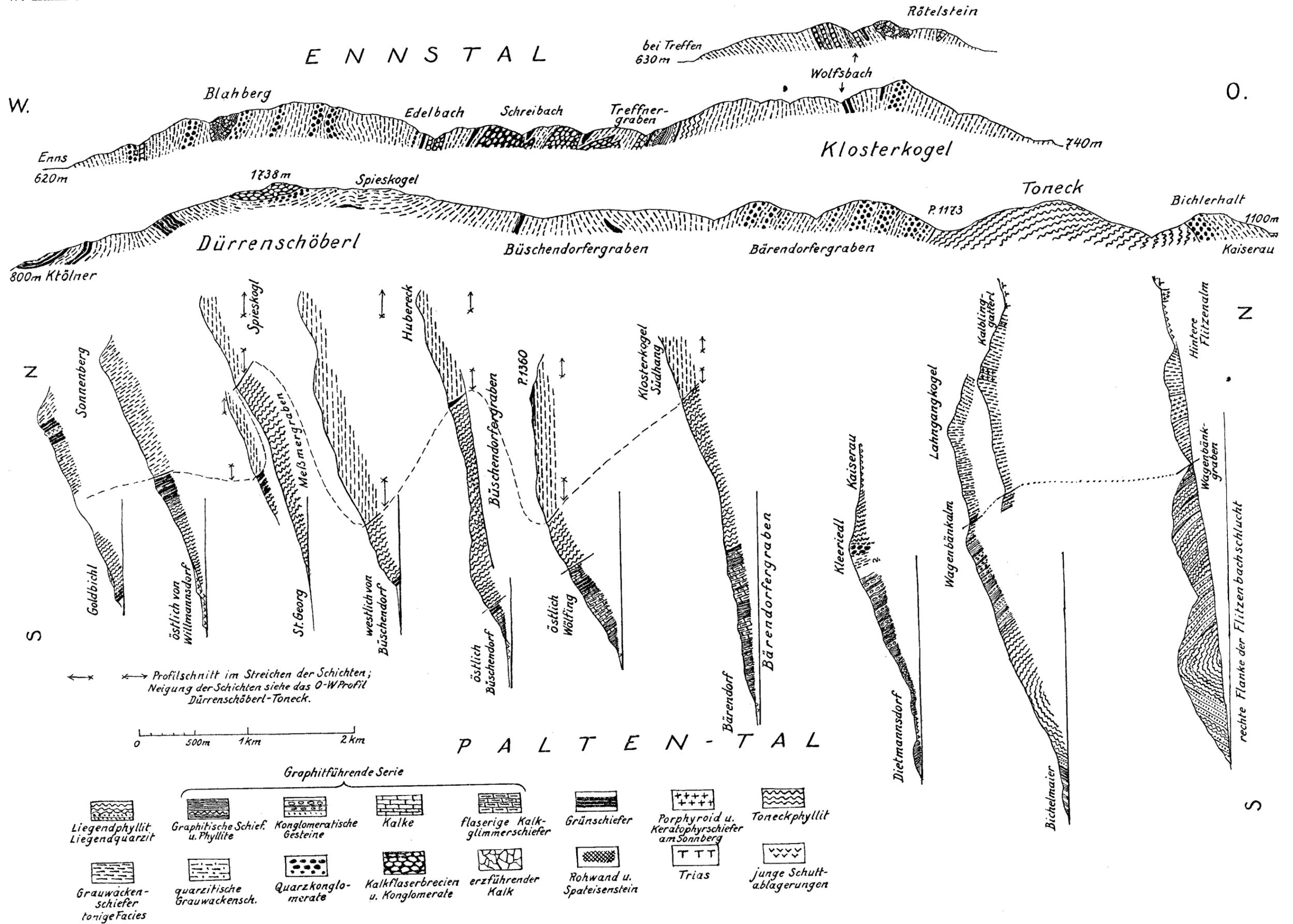
Weiter im NO hat E. Spengler (19) im Aflenzer Gebiet die Folge Karbon — Phyllit — Grauwackenschiefer und Porphyroid beschrieben, wobei er zwischen Karbon und Phyllit die trennende Schnbfäche (norische Linie) legt.

In der Fortsetzung hat H. P. Cornelius über dem Karbonzug auf Blatt Mürzzuschlag ebenfalls verdrückte Amphibolite, außerdem auch Serizitgneis, Pegmatit und Marmor an der Basis der darüberliegenden phyllitischen Grauwackenschiefer angetroffen (30). Die Verhältnisse im Paltentale sprächen dafür, daß jene phyllitischen Schiefer nicht die normale Grundlage der oberen Grauwackengruppe bilden, sondern tektonische Selbständigkeit besitzen. Nach Cornelius liegt über ihnen Blasseneckporphyroid und darüber folgen dunkle, vermutlich silurische Schiefer und feinschichtige Grauwackenschiefer, schließlich Kieselschiefer und der erzführende Kalk.

Literaturhinweise.

1. Wilh. Hammer, Jahrbuch d. Geol. B. A. 1924, S. 1 u. ff.
2. a) Wilh. Hammer, Verhandl. d. Geol. B. A. 1927, S. 31 (Jahresbericht für 1926).
- b) Wilh. Hammer, Verhandl. d. Geol. B. A. 1928, S. 27 (Jahresbericht für 1927).
- c) Wilh. Hammer, Verhandl. d. Geol. B. A. 1932, S. 25 (Jahresbericht für 1931).
3. Gust. Hießleitner, Jahrbuch d. Geol. B. A. 1931, S. 49 u. ff.
4. Fr. Heritsch, Mitteilungen d. naturw. Vereins f. Steiermark, Band 48, Jahrgang 1911, S. 123.
5. H. v. Foullon, Jahrbuch d. k. k. geol. R. A. 1883, S. 207.
6. E. Weinschenk, Abhandlungen d. kgl. bayr. Ak. d. Wiss., II. Kl., 21. Bd., S. 231.
7. Fr. Heritsch, Sitzungsbericht d. k. Ak. d. Wiss., Wien, mathem.-nat. Kl., 116 Bd., S. 1717.
8. Fr. Heritsch, Mitteilungen d. Geol. Gesellsch. in Wien, IX. Bd., 1917, S. 151.
9. Fr. Heritsch, Geologie von Steiermark, Graz 1922 (Mitt. d. naturw. Vereins für Steiermark, 57. Band).
10. P. J. Wichner, Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch, 39. Bd., 1891, S. 111 u. ff.
11. E. Haberfelner, Verhandl. d. Geol. B. A. 1931, S. 235.
12. P. Niggli, Beiträge zur Geol. Karte der Schweiz, N. F., 36. Lieferung, 1912.
13. R. Canaval, Mitteilungen d. naturw. Vereines für Steiermark, 1894, S. 34 u. f.
14. A. Thurner, Mitteilungen d. naturw. Vereins für Steiermark, Bd. 64/65, 1929, S. 110 und Verhandl. d. Geol. B. A. 1930, S. 214.
15. M. Vacek, Verhandl. d. k. k. geol. R. A. 1884, S. 391 u. 1886, S. 71.
16. D. Stur, Geologie der Steiermark 1871, S. 104. — Jahrbuch d. k. k. geol. R. A. 1865, S. 267. — Verhandl. d. k. k. geol. R. A. 1866, S. 137.
17. Fr. Heritsch, Verhandl. d. Geol. B. A. 1931, S. 230.
18. E. Haberfelner, Verhandl. d. Geol. B. A. 1931, S. 242.
19. E. Spengler, Verhandl. d. Geol. B. A. 1926, S. 127. — Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte von Österreich, Blatt Eisenerz—Wildalm 1926.
20. R. Schwinner, Geologische Rundschau, XX. Bd., 1929, S. 218.
21. D. Stur, Jahrbuch d. k. k. geol. R. A. 1853, S. 468.
22. K. A. Redlich, Die Geologie der innerösterreichischen Eisenerzlagerstätten, Beiträge zur Geschichte des österr. Eisenwesens, Abt. I, Heft 1, 1931, S. 120.
23. G. Geyer, Denkschriften d. Ak. d. Wiss., Wien, 82. Bd., S. 1, 1907. — Erläuterungen zu Blatt Liezen der Geol. Spezialkarte, 1916, S. 16.
24. F. Angel, Jahrbuch d. Geol. R. A. 1918, S. 33.
25. O. Ampferer, Jahrbuch d. Geol. B. A. 1926, S. 172.
26. O. Ampferer, Jahrbuch d. Geol. B. A. 1927, S. 153. — Jahrbuch d. Geol. B. A. 1931, S. 295.
27. J. Stiny, Verhandl. d. Geol. B. A. 1922, S. 25 (Jahresbericht) und 1931, S. 220.
28. J. Stiny, Verhandl. d. Geol. B. A. 1927, S. 36 und 1930, S. 41 (Jahresbericht).
29. E. Kittl, Verhandl. d. k. k. geol. R. A. 1920, Nr. 5/6.
30. H. P. Cornelius, Verhandl. d. Geol. B. A. 1929, S. 37 und 1930, S. 35.
31. E. Haberfelner und Fr. Heritsch, Verhandl. d. Geol. B. A. 1932, S. 81.
32. H. Mohr, Zeitschrift d. deutschen Geol. Gesellschaft, 75. Bd., 1923, Monatsberichte, S. 118.

W. Hammer: Grauwackenzone Enns—Paltental.



Geologie der St. Vigiler Dolomiten.

Von Georg Mutschlechner, Innsbruck.

(Mit 1 geologischen Karte von G. Mutschlechner und P. Maibaur, 1 Profiltafel und 10 Textfiguren.)

Aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Innsbruck.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite.
Vorwort	164
Einleitung	164
1. Geographische und geologische Übersicht	164
2. Kurzer Rückblick auf die bisherige geologische Erforschung des Gebietes	168
Stratigraphisch-paläontologischer Teil	171
Übersicht	171
Kristallines Grundgebirge: Quarzphyllit	172
Perm	173
Grödner Sandstein	173
Bellerophon-Schichten	177
Trias	180
Werfner Schichten	180
Unterer Muschelkalk	183
Mendeldolomit	187
Plattenkalke des Oberen Muschelkalks	188
Buchensteiner Schichten	190
Buchensteiner Agglomerate — Tuffe	193
Wengener Schichten	194
Schlerndolomit	197
Raibler Schichten	198
Dachsteindolomit	200
Jura	203
Trias-Lias-Grenze	204
Unterer Jura (Lias)	213
Crinoidenkalke (Lias)	222
Ammonitico rosso (Malm)	227
Kreide	228
Untere Kreide	228
Kreidekonglomerat	230
Tektonischer Teil	232
1. Störungsflächen	233
2. Tektonische Einheiten	237
3. Verhältnis der tektonischen Einheiten zueinander	248
4. Bewegungsphasen	250
5. Selektive Tektonik	251
6. Zusammenfassung	253
Morphologie	253
A. Selektive Formgebung	254
B. Hebungswise Formentwicklung	255
C. Glaziale Formgebung	256
D. Karstbildungen	257

	Seite.
Diluvium	258
A. Moränen	258
B. Gehängebreccie	264
C. Terrassensedimente	265
Alluvium	266
A. Talalluvium — Seen	266
B. Bergsturzmassen	266
C. Schuttkegel, Gehängeschutt und Vegetationsbedeckungen	267
Nutzbare Ablagerungen und Mineralquellen	268
Verzeichnis der benützten Literatur	270

Vorwort.

Auf Anregung des Vorstandes des Geologisch-Paläontologischen Institutes der Universität Innsbruck, Herrn Professor Dr. R. Klebelsberg, wählte ich das Gebiet der St. Vigiler Dolomiten zum Gegenstande meiner Dissertation, um die vor Jahren vom Innsbrucker Institut durchgeführten Aufnahmen auf ein nicht minder untersuchenswertes Teilgebiet auszudehnen. Einige leitende Gesichtspunkte waren schon von Professor Klebelsberg in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft (Bd. 79, 1927) behandelt worden.

Ich widmete dieser geologischen Neuaufnahme den größten Teil meiner Sommerferien in den Jahren 1928, 1929 und 1930 und konnte trotz Ungunst des Wetters die Kartierung bis zur Umgrenzung Piccolein—St. Vigil—Pragser Wildsee—Peitlstein—Fanes—Antonijoch—Pederoa durchführen.

200 Gesteinsproben und mehrere hundert Petrefakten wurden der Sammlung des genannten Institutes übergeben und sind dort verwahrt.

Meinem hochgeschätzten Lehrer, Herrn Professor Dr. R. Klebelsberg, spreche ich hiemit für die willkommene Anregung und für seine wertvolle Hilfe bei der Ausarbeitung meinen ergebensten Dank aus.

Desgleichen danke ich bei diesem Anlasse dem Deutschen und Österreichischen Alpenverein, welcher auch dieser Kartierung seine Unterstützung nicht versagte, verbindlichst für die zweimalige Subvention und für die Bestreitung der Kosten des Kartendruckes.

Innsbruck, im November 1930.

Einleitung.

1. Geographische und geologische Übersicht.

Zwischen $46^{\circ} 35'$ und $46^{\circ} 43'$ nördlicher Breite gelegen und vom 12. Grad östlicher Länge durchschnitten, entfällt das bearbeitete Gebiet in die Aufnahmesektionen 1:25.000 Nr. 1—4 der österreichischen Spezialkarte 1:75.000, Blatt Nr. 5348 (Toblach und Cortina d'Ampezzo). Italienischerseits ist es in den „Tavolette“ 1:25.000 Marebbe (Enneberg), Sorafurcia (Furkel), Villabassa (Niederdorf), Croda Rossa (Hohe Gaisl), Alpe di Fanes und Badia (Abtei) der Carta d'Italia 1:100.000 Blatt VI. Bressanone, VII. Monguelfo, 11. Monte Marmolada, 12. Pieve di Cadore enthalten.

Mit seiner Fläche von 150 km^2 stellt es einen ansehnlichen Ausschnitt aus den Enneberger und Ampezzaner Dolomiten dar.

Der Nordrand verläuft von Piccolein über St. Vigil, dann durch das Foschedura- und Grünwaldtal bis zum Prager Wildsee. Im E wird die Grenze vom obersten Boitetale gebildet, im S durch den Fanesbach und durch die Linie Kleinfanes—Antonijoch—Wengen, welche der unter

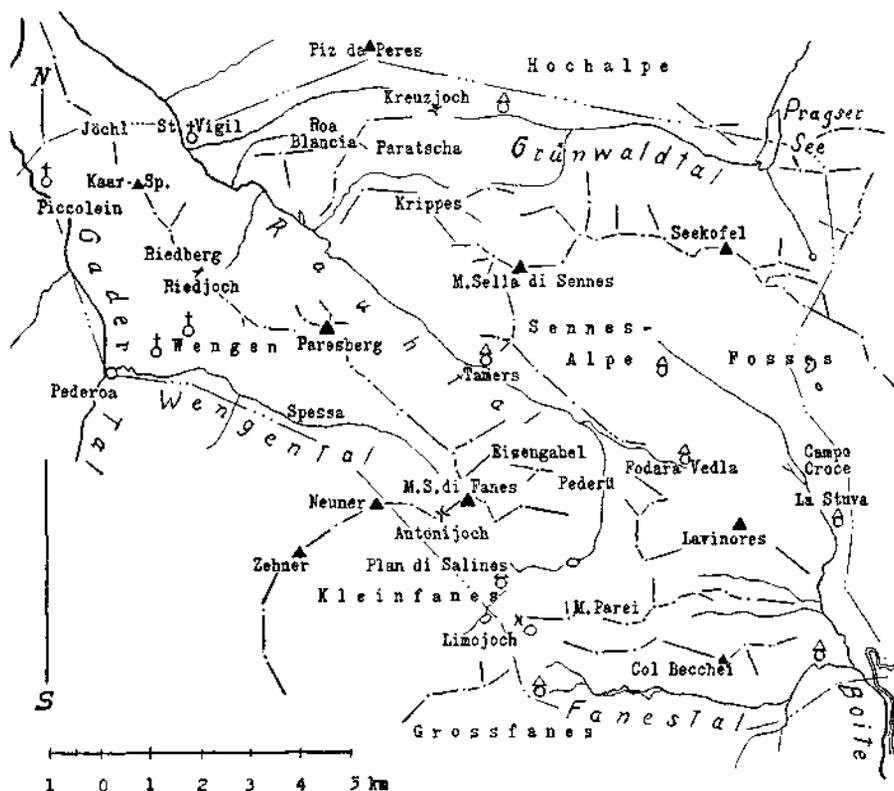


Fig. 1. Topographische Kartenskizze.

dem Namen „Villnösser Linie“ bekannten, W—E verlaufenden tektonischen Grenze folgt. Der Westrand liegt am Gaderbache.

Die Bezeichnung „St. Vigiler Dolomiten“ ist nach dem im siedlungsgeographischen Brennpunkte gelegenen Hauptorte St. Vigil gewählt, dessen Waldungen und Almen über Krippes, Sennes und Fodara Vedla bis nach Fanes, also fast über das ganze kartierte Gebiet, reichen. (Siehe topographische Kartenskizze.)

Der kürzeste und bequemste Zugang führt von N her durch das in Quarzphyllit geschnittene äußere Gadertal. Aus dem schluchtartigen engen Tal gelangt man in eine freundlich grüne Weitung, in deren Mitte das Kirchdorf St. Vigil liegt. Zugleich setzt das so überaus bezeichnende Landschaftsbild ein, dem die Dolomiten ihren Weltruf verdanken: Über niedrigen bewaldeten und besiedelten Vorbergen,

gebildet von den Gesteinen des oberen Perm, der unteren und mittleren Trias, erhebt sich unvermittelt das schroffe, kahle Hochgebirge, die eigentlichen Dolomiten, deren Baumaterial zur Hauptsache Schlern-dolomit, Dachsteindolomit und Liaskalke sind.

Bei St. Vigil schließt unter Beibehalt der bisherigen NW-SE-Richtung das Rauhtal an. Einer Störungslinie folgend, ist es cañonartig in die Dolomitmassen geschnitten, wodurch eine natürliche Zweiteilung des Gebietes bewirkt wird. Der Rücken im W verläuft, zunächst noch bewaldet, vom Jöchl (1536 *m*, Übergang ins Gadertal) zur Kaarspitze (1893 *m*), über den Riedberg (1940 *m*)¹⁾ und die Kreuzspitze (2020 *m*), setzt sich dann mit dem schroffigen Paresberg (2397 *m*) und einem langen, zerklüfteten Grat zum Monte Sella di Fanes (2654 *m*) fort, auf der ganzen Strecke die Wasserscheide gegen Wengen bildend. An den sonnseitigen, zum Gadertal und gegen Wengen absteigenden Hängen kommt der Vorbergcharakter in dem runden, sanften, nur ab und zu von Steilstufen durchsetzten Gelände besonders deutlich zum Ausdruck. Die tieferen Lagen tragen fruchtbaren Acker- und Wieseboden, darüber folgen üppige Bergmähder und dunkle Wälder. Erst der felsige, nur teilweise begrünte Paresberg ragt schroffer darüber auf.

Jenseits des Wengentales, das mit einem großen Felsenkessel am Monte Sella die Fanes endet, folgt die mächtige Gruppe des Hl. Kreuzkofels. Zwischen ihr und dem Monte Sella di Fanes führt das Antonijoch (2466 *m*) aus dem Wengentale nach Kleinfanes herüber, ins oberste Quellgebiet des Rauhtalbaches, welcher sich bei Zwischenwasser mit der Gader vereinigt und der Rienz zufließt.

Aus dem Rauhtal und Kleinfanes führt die breite Paßsenke des Limojoches (2172 *m*) zur Alpe Großfanes, von dort das Fanestal nach Peitlstein an der Dolomitenstraße. Bei Ponte alto mündet der von S aus einer fast 100 *m* tiefen, stellenweise nur 1 *m* breiten, unzugänglichen Schlucht kommende Travenanzesbach in den Fanesbach. Dieser führt sein Wasser dem Boite zu.

Zwischen Fanestal und Val di Rudo, bzw. Vallon da Mez liegt die Col Becchei-Gruppe. Ihre Flanken fallen nach N gegen Val di Rudo in steilen Plattenschüssen ab, während sie gegen S mit hohen Wänden über dem Fanesbach endigen. Die Bezeichnungen der einzelnen Gipfel wechseln in den Kartenwerken. Die höchsten Erhebungen sind: Monte Parei (2793 *m*, Croda del Becco in der österreichischen Spezialkarte), Croda del Becco (2735 *m*, Col Becchei di sopra in der Spezialkarte), Col Becchei alto (2512 *m*, Col Becchei di sotto), Croda d'Antruilles (2324 *m*) und Col Becchei basso (2287 *m*). Der östlichste Gipfel der ganzen Gruppe heißt „Il Falé“ (2268 *m*).

Von Pederü im Rauhtal vermittelt, in Serpentin ansteigend, ein häufig verschütteter Karrenweg den Übergang gegen Cortina d'Ampezzo. Er führt zunächst über die Paßhöhe Fodara Vedla in das Quellgebiet des Boite bei Campo Croce, dann über die Alpe La Stuva zwischen den Wänden der Lavinores und des Monte Cadini hindurch, an

¹⁾ In neuerer Zeit irrtümlich als Rittberg bezeichnet.

Son Pauses und dem zerschossenen Jagdschloß St. Hubertus vorbei nach Peitlstein. Von W münden drei Täler ein: Vallon da Mez und südlich davon Val d'Antruilles, beide getrennt durch den Kreiderücken von Antruilles. Das südlichste und zugleich größte ist das schon erwähnte Fanestal, dessen Bachlauf sich bei Peitlstein mit dem Boite vereinigt.

An die Fodara Vedla schließt sich gegen N die weite Hochfläche von Sennes-Fosses an. Dieses wellig-hügelige, z. T. verkarstete Gebiet wird im S von den Lavinores (2460 *m*, bei den Ladinern Sass la Par genannt) begrenzt, nach W bricht es mit kühnen Wänden und Türmen zu dem 1000 *m* tiefer gelegenen Rauhtal ab. Im N vom Monte Sella di Sennes (2787 *m*), Ricegon (2652 *m*), Senneser Karspitze (2663 *m*), ferner vom Kleinen Seekofel (2764 *m*) und der höchsten Erhebung des ganzen Kammes, dem Großen Seekofel (2810 *m*, einem bekannten Aussichtsberg), umrahmt, geht es nach E in das Gebiet der Roten Wand (2604 *m*) über.

Ein selten begangener Steig führt von der Sennesalpe zwischen dem Ricegon und dem Monte Sella di Sennes westwärts in das Krippetal, in dessen mittlerem Abschnitt zwei verfallende, heute nur mehr mit Kleinvieh befahrene Alpen liegen. Das von mächtigen Schuttströmen durchzogene Tal mündet mit einer Schlucht unweit des Kreidesees ins Rauhtal. Nördlich vom Krippetal erhebt sich der bis oben begründete Paratschazug oder Col di Latsch (höchste Erhebung 2451 *m*), dessen brüchiges Gestein (Mendel- und Schlerndolomit) an der Westseite eine weithin sichtbare, im Sonnenschein blendend weiße Halde, die sogenannte Roa Blanca, bildet. Seine Fortsetzung gegen W ist der steile, bewaldete Rücken des Plaberges. Der Schuttkegel, auf dem das Dorf St. Vigil liegt, stammt aus dem Roa Blanca- und Foscheduratal (Hochalmbach). Letzteres trennt den Paratscha vom Piz da Peres, dem westlichen Ausläufer der Olinger Dolomiten, bis zur Höhe des Kreuzjoches (2224 *m*). Jenseits dieser Wasserscheide entspringt auf der Hochalpe der Finsterbach, der in felsigem Bette dem Grünwaldtal zueilt, um sich bei der „Alten Kaser“ in den Talschottern zu verlieren und unterirdisch den blaugrün leuchtenden Pragser Wildsee zu speisen, dessen Abfluß sich als Pragser Bach, in die Rienz ergießt. In das hochaufgeschüttete und ständig von Vermurung durch neue Schuttmassen bedrohte Grünwaldtal führt von W ein Steig aus Krippes über die Cacagnares-Scharte (2313 *m*) herunter. Am Pragser See endet auch der Steig von der Egerer Hütte (am Nordrande des Sennesplateaus gelegen), der durch die Porta sora al forn (2388 *m*), durch den „Ofen“, ein mit Bergsturzböcken bedecktes Tal, in das „Nabige Loch“ und zuletzt über riesige Schuttfächer leitet.

Dauersiedlungen gibt es nur im Nordwesten des Gebietes. Hauptort ist das zur Gemeinde Enneberg gehörende Dorf St. Vigil mit etwa 500 Einwohnern. Im Gadertal liegen die Weiler Piccolein und Pederora, letzterer gehört zur weit verstreuten Gemeinde Wengen. Im übrigen verteilen sich die Siedlungen auf kleinere Häusergruppen (z. B. Altwengen, Rung, Ciablun, Spessa), meist jedoch auf Einzelhöfe. Die höchste Dauersiedlung ist Biej, oberhalb Wengen, auf 1620 *m* Höhe.

Die Bevölkerung ist ladinisch, von kräftiger Gestalt und als intelligent, gutmütig und fleißig bekannt.

Im allgemeinen ist die wirtschaftliche Bedeutung des Bezirkes gering, weil etwa zwei Drittel der Fläche unproduktives Gelände sind.

Die einzigen Exportartikel sind Rinder und Pferde sowie Holz, das meist in unverarbeitetem Zustande zur Bahn geliefert wird.

Die Almwirtschaft ist noch ziemlich primitiv (keine Sennereien!), was teilweise damit erklärt werden kann, daß der Ertrag durch fortschreitende Entwaldung und Verkarstung und den hiedurch verschärften Wassermangel (z. B. Sennesalpe) merklich zurückgeht.

St. Vigil ist in letzter Zeit wieder ein viel besuchter Fremdenort geworden, dessen Anziehungskraft durch Modernisierung des verfallenden Bades Cortina noch wesentlich gewinnen könnte.

2. Kurzer Rückblick auf die bisherige geologische Erforschung des Gebietes.

Die ältesten mir bekannten Angaben stammen von Wissmann (70)¹⁾, der im Jahre 1840 Enneberg besuchte. Er kannte bereits die über dem „Glimmerschiefer“ folgenden „roten feinkörnigen Sandsteine mit einzelnen Stücken von Glimmerschiefern“ (Grödner Sandstein) sowie „grauen Kalkstein, roten Schiefertone und roten Sandstein mit *Myacites Fassensis*“ (Bellerophon- und Werfner Schichten). Auch findet sich bei Wissmann eine Beschreibung der von Lommel entdeckten „Schichten von Wengen“ mit ihrer reichen Fauna und Flora.

Ein Jahr später (1841) bereiste Klipstein (37) erstmals das Rauhtal und das Gadertal. Bei seiner Wanderung über das Riedjoch, bei ihm Riedpaß oder Glambapaß genannt, fand er „weißliche Kalkfragmente, eingebacken in eine bald schwarz-, bald olivgrüne kompakte Masse, . . . Conglomerate aus hellgrünen und weißlichgelben, wahrscheinlich in größerer Tiefe vorkommenden Kalksteinen“, also das, was wir heute „Buchensteiner Agglomerate“ nennen. Klipstein behält die von Wissmann eingeführte Bezeichnung „Schichten von Wengen“ bei. Seine Arbeit bedeutet insofern einen weiteren Fortschritt, als er betont, daß es sich um keine lokale Bildung handeln könne, da man die Wengener Schichten über das Abteital hinaus verfolgt habe. In seinen auch heute noch beachtenswerten Ausführungen, denen auch einige Profile beigegeben sind, beschreibt er das massenhafte Auftreten der Leitfossilien *Daonella Lommeli* und *Posidonomya wengensis* sowie Einschlüsse von Schwefelkieswürfeln in den Wengener Schichten.

Im Sommer 1844 begann Vereinskommisär Trinker im Auftrage des „Geognostisch-montanistischen Vereins für Tirol und Vorarlberg“ mit den Aufnahmen in Südtirol. Sein Reisebericht (5) enthält einige interessante Angaben über das Gadertal. Er unterscheidet „roten und weißen Sandstein, grobkörnig, mit größeren Quarzausscheidungen“ (Grödner Sandstein). Weiters konstatiert er das Gipsvorkommen in der

¹⁾ Die Zahlen verweisen auf die Nummern des Literaturverzeichnisses am Schlusse der Arbeit.

Piccoleiner Schlucht und schwarzen Kalk mit Bitumengehalt (Bellerophonkalk). Die Buchensteiner Agglomerate entsprechen seiner „Breccie, bestehend aus eckigen Stücken eines grauen Kalkes, eingeschlossen in eine porphyränliche oder doleritische Grundmasse“. Außerdem finden wir bei Trinker eine Beschreibung der Wengener Schichten an der St. Barbara-Kirche in Wengen.

1846 veröffentlicht Emmrich (13) die Ergebnisse seiner in den Jahren 1840 und 1841 unternommenen Reisen nach Enneberg. Er gibt eine knappe, aber vorzügliche Zusammenstellung der bisherigen Kenntnisse. Unter anderem beobachtet er die „schönen Zickzackverbiegungen“ in den kristallinen Schiefen, beschreibt den Grödner Sandstein, die Gipsstöcke usw. Ihn interessierten auch die Störungen des Schichtverbandes im Gadertal.

1849 erschien die „Geognostische Karte Tirols“, eine für jene Zeit bewunderungswürdige Leistung eines kleinen Vereines. Das Blatt 7 dieser Karte enthält bemerkenswerte Eintragungen, freilich noch unter Verwendung der alten Bezeichnungen: Tonglimmerschiefer (Quarzphyllit); roter und grauer Sandstein (Grödner Sandstein); Gips in der Piccoleiner Schlucht (die Vorkommen bei St. Vigil waren nicht bekannt); Unterer Alpenkalk (Bellerophon-Schichten); Mittlerer Alpenkalk, die ganze Schichtfolge von den Werfner Schichten bis zu den Buchensteiner Agglomeraten (einschließlich) umfassend; doleritischer Sandstein und Halobien-schiefer; Dolomit des Oberen Alpenkalkes, d. i. alles vom Schlern-dolomit aufwärts. Die Karte trägt genaue Fallzeichenangaben und Fundorte für Versteinerungen.

Eine kleine Arbeit von L. Tschurtschenthaler (68) aus dem Jahre 1853 bringt für unser Gebiet nichts wesentlich Neues. Bemerkenswert ist der Abschnitt über die „Dolomitisationstheorie“.

1860 gibt Richthofen in seinem berühmten Werk (58) eine umfassende Darstellung der geologischen Verhältnisse mit einer neuen, grundlegenden, seither allgemein üblich gewordenen stratigraphischen Gliederung. Die Bellerophon-Schichten stellte Richthofen zu den Seiser Schichten, also in die unterste Trias. Auf Richthofens „Geognostischer Karte“ ist der größte Teil des Gebietes enthalten. Die Quelle des Bades Cortina bringt Richthofen mit den Gipsstöcken in Verbindung. Zum ersten Mal wird auch den Quartärlagerungen ein kleines Kapitel gewidmet. Wertvoll sind Richthofens Schilderungen über die Rolle der Gesteine im Bilde der Landschaft, interessant seine Gedanken über die „Villnösser Linie“.

1873 und 1874 veröffentlicht Loretz (44, 45) seine Beobachtungen im Gebiete östlich des Rauhtales und liefert auch eine gute geologische Karte. Uns interessieren vor allem seine Angaben über die Trias-Juragrenze und den Liaskalk, die bei den betreffenden Kapiteln zitiert werden. Loretz gebührt das Verdienst, den bis dahin so stiefmütterlich behandelten Gebirgsteil von Krippes-Sennes als erster gründlich durchforscht zu haben. Bei ihm finden wir auch eine genaue Beschreibung der Crinoidenkalke, Diphyakalke und des Neocom bei der Alpe La Stuva samt kleinen Fossilisten aus diesen Gesteinen. Außerdem erkannte

Loretz die „Bruchspalte“ bei Campo Croce (Val Salata-Störung). Seine Arbeiten, die eine Fülle von Detailbeobachtungen enthalten, bilden eine wichtige Bereicherung der geologischen Erfahrungen.

1873 besucht Klipstein abermals das Gebiet von Wengen und Fanes und bringt hierüber kurze Notizen (38).

Gleichzeitig, etwa seit Beginn der siebziger Jahre, erfolgt die Neuaufnahme der gesamten Südtiroler Dolomiten durch Mojsisovics, unterstützt von mehreren Geologen. Die Aufnahmen in den St. Vigiler Dolomiten stammen zum größten Teil von Hoernes (21). Die Zusammenfassung der gewonnenen Ergebnisse erscheint 1879 im klassischen Werk von Mojsisovics (47) mit der „Geologischen Übersichtskarte des Tirolisch-Venetianischen Hochlandes“, in der auch unser Arbeitsgebiet enthalten ist. Obwohl seither reichlich 50 Jahre verstrichen sind und inzwischen manches durch neuere Ansichten überholt wurde, bleibt diese Arbeit nach wie vor die beste, für einige Gebiete noch immer einzige Grundlage, auf welche alle Detailforschungen zurückgreifen müssen.

1881 untersuchte Klipstein zum letztenmal die Enneberger Dolomiten. Die damals durchgeführten Aufnahmen umfassen u. a. den Unteren Muschelkalk oberhalb Wengen. Die hierüber erschienene Publikation (38) enthält auch ein „Profil des Gadertales zwischen Piccolein und St. Leonhard“, eine Beschreibung von Fanes sowie eine Fossilliste der „Hierlatzfauna“ bei der Alpe La Stuva.

1900 erscheint eine rein paläontologische Arbeit (80). Böse und Schlosser unterzogen in einer Monographie die Brachiopoden aus den Crinoidenkalken von La Stuva einer eingehenden Untersuchung und stellten das mittelliasische Alter dieser Fauna fest.

1902 schrieb Blaas seinen bekannten Geologischen Führer (7). Dieses Werk vermittelt in übersichtlicher Weise alle bis dahin bekannten stratigraphischen und tektonischen Eigenheiten des ganzen Gebietes.

Eine Abhandlung Kobers (39) aus dem Jahre 1908 beschäftigt sich mit dem „Dachsteinkalkgebirge“, wobei nicht nur die Stratigraphie und Paläontologie von der karnischen Stufe aufwärts behandelt werden, sondern auch die früher vernachlässigte Tektonik eingehend erläutert wird. Der Arbeit ist eine Karte 1:75.000 beigelegt, die als tektonische Übersichtskarte gute Dienste leistet und neben der alten Karte von Mojsisovics die einzige Grundlage für Spezialkartierungen in den nordwestlichen Ampezzaner Dolomiten (im weiteren Sinne) bildet.

Furlani lieferte kleinere, mit Profilen ausgestattete Beiträge zur Geologie des Kammgebietes zwischen Piccolein und St. Vigil und über die „Villnösser Linie“ im Wengental (11, 15).

In neuester Zeit wurden die geologischen Kenntnisse dieses Gebietes durch größere Publikationen bedeutend erweitert:

1927 veröffentlicht Klebelsberg (34) seine am Kreuzkofel, in Fanes, Sennes und am Seekofel gemachten Beobachtungen über die Ermittlung der Trias-Jura-Grenze mit Hilfe eines Grenzhorizontes und weist nach, daß Liaskalke eine weit größere Verbreitung haben, als früher bekannt war. — Gleichzeitig erschienen auch Klebelsbergs

Untersuchungen über die eiszeitlichen Verhältnisse in den Dolomiten, worin die meisten Moränen des Aufnahmebereiches beschrieben sind (34).

Der nordwestliche Teil des Gebietes, d. i. die nähere Umgebung von St. Vigil und Wengen, wurde zuletzt von Ogilvie Gordon (50) kartiert und in der „Geologischen Aufnahmskarte des Enneberggebietes, 1 : 25.000“ dargestellt. Das interessante Überschiebungsgebiet östlich von St. Vigil und im Raume Gadertal—Rauhtal—Wengental wird darin ausführlich behandelt und durch Profile, Bilder und Skizzen veranschaulicht.

1928 erschien das „Wanderbuch durch die westlichen Dolomiten“ von Ogilvie Gordon (51), in dem das Wengental, das Riedjoch und die Roa Blanca besprochen werden.

Gleichzeitig veröffentlichte Klebelsberg einen „Geologischen Führer durch die Südtiroler Dolomiten“, dessen überaus lehrreiche Exkursionen Nr. 8, 9 und 11 den Bau dieses Abschnittes schildern (36).

Außerdem erschienen kleinere glazialgeologische Beiträge von Klebelsberg (35) und Ampferer (2).

Heft 16 der Schlernschriften von 1929 bringt die „Erläuterungen zur geologischen Karte Meran—Brixen“ von B. Sander. Die Karte berührt das Gebiet von Piccolein (61).

Stratigraphisch-paläontologischer Teil.

Im Aufbau der St. Vigiler Dolomiten lassen sich folgende Formationsglieder feststellen:

Alluvium	}	Quartär
Diluvium		
Kreidekonglomerat	}	Kreide
Untere Kreide		
Diphyakalk	}	Tithon
Acanthicusschichten (<i>Ammonitico rosso</i>)		
Lias	}	Jura
Trias-Lias-Grenzbildungen		
Dachsteindolomit	}	Trias
Raibler Schichten		
Schlerndolomit		
Wengener Schichten		
Buchensteiner Agglomerate — Tuffe		
Buchensteiner Schichten		
Plattenkalke des Oberen Muschelkalks		
Mendeldolomit		
Unterer Muschelkalk		
Werfner Schichten		
Bellerophon-Schichten	}	Oberes Perm
Grödner Sandstein		
Basalbildungen		
Quarzphyllit		Vorpermisch

Kristallines Grundgebirge.

Quarzphyllit.

Das kristalline Grundgebirge, der Brixner Quarzphyllit, kommt nur am nordwestlichen Rande des Aufnahmegebietes zwischen Sankt Vigil und Piccolein zutage und taucht südwärts alsbald unter. Seine Grenze gegen das Hangende läßt sich von St. Vigil entlang der Talfurche südlich der Gehöfte Pedagà bis zum Höhenpunkte 1576 m, dem Kreuz nordnordwestlich vom Jöchl, verfolgen. Von dort aus durchschneidet die Phyllitgrenze das nördliche Gehänge der Piccoleiner Schlucht sowie die steilen Äcker von Flöb und verläuft dann annähernd parallel mit dem Bache, der von den Siedlungen Groß- und Kleinjoch gegen Piccolein hinabfließt. Auf der Höhe von Ciablun biegt sie gegen W.

Das Gestein ist ein ziemlich dichter, stark metamorphosierter Phyllit von grauer bis graubrauner, selten grünlicher, in der Anwitterung meist rostbrauner Farbe und von seidigem, durch parallel gestellte Glimmerblättchen auf den Spaltungsflächen bewirktem Glanze.

Unter dem Mikroskope sieht man im Dünnschliffe das typische Quarzphyllitbild: ein äußerst feinkörniges Aggregat, an dem mit Sicherheit nur Quarz, heller Glimmer (Sericit) und Feldspat sowie Magnetit zu erkennen sind, letzterer fein verteilt und in einzelnen größeren Einsprenglingen.

Als Ausgangsmaterial wird man tonig-sandige Sedimente vorpermischen Alters annehmen können, deren ursprünglich sehr vollkommene Schieferstruktur durch intensive Knetung und Feinfältelung oft bis zur Unkenntlichkeit verwischt erscheint (Paraphyllit). Auch die häufig auftretende, parallel zur Schieferung gerichtete Anordnung der Quarzgänge ist auf nachkristalline tektonische Durchbewegung in Verbindung mit molekularer Umlagerung zurückzuführen. Im Faltscheitel sind diese Quarzbänder zu mannigfach geformten, oft wunderbar profilierten Leisten zusammengepreßt, die dann an der Oberfläche als schneeweiße oder je nach Eisengehalt gelbliche bis rötliche, parallel verlaufende Rippen auswittern.

Intrusionen magmatischer Gesteine wurden in diesem Abschnitte nicht festgestellt, ebensowenig Einschlüsse von Marmor und anderem Karbonatgestein.

In der Nähe der Kontaktzone mit dem Hangenden finden sich Anflüge von Chlorit, z. B. an der Nordseite der Piccoleiner Schlucht.

In hinreichend großen Stücken brechend, liefert der Brixner Quarzphyllit guten, lagerhaften Baustein. Die innige Verzahnung und Kleinfaltung macht ihn widerstandsfähig und die fast rechtwinkelig zur Faltungsachse verlaufenden „bevorzugten Bruchflächen“ erleichtern seine Gewinnung und Zurichtung. Während also die älteren tektonischen Einflüsse die Dichte und Kohärenz des Gesteins erhöheten, lockern die jüngeren Störungen seinen Zusammenhalt in der Querrichtung.¹⁾

Morphologisch ist diese Zone charakterisiert durch flache Kuppen und mäßig geneigte Hänge ohne Steilstufen.

Die Böden leiden an der Kalkarmut, zumal jüngere Auflagerungen fehlen, zeichnen sich aber durch relativ hohen Kaligehalt aus. Die lehmigen Verwitterungsprodukte speichern die Niederschlagswässer auf

¹⁾ Notizen über die Verwendung siehe Kapitel „Nutzbare Ablagerungen“.

und bewirken oberirdische Ableitung des Überschusses. Örtlich verursachen sie dadurch wohl kleine Sumpfbildungen, z. B. oberhalb Solesseit, bei größerem Neigungswinkel auch Absetzungen.

Von den heimischen Holzarten gedeiht auf diesen Böden in dieser Höhe die flachwurzelnende Fichte am besten. Der Landwirtschaft dienende Grundstücke verlangen Kalkdünger.

Perm.

Grödner Sandstein.

Über den Brixner Quarzphyllit transgrediert der permische Grödner Sandstein. Der Kontakt liegt meist verdeckt, doch läßt sich an den spärlichen Aufschlüssen, von denen hauptsächlich zwei in Betracht kommen (Piccoleiner Schlucht und Jöchl), ein Zwischenglied, die sogenannten

„Basalbildungen“

erkennen. Sie stellen hier einen Aufarbeitungshorizont ausgesprochen stratigraphisch-sedimentären Ursprunges dar und können, wenigstens in diesem Gebiete, nicht als tektonische Breccie gedeutet werden. Damit soll nicht bestritten werden, daß sie bei randlichen Überschiebungen eine, wenn auch bescheidene Rolle als Bewegungshorizont gespielt haben mögen.

Sie bilden eine zwischen $\frac{1}{2} m$ und $1 m$ mächtige Lage teils brecciöser, teils konglomeratischer Aufarbeitungsprodukte. Unvollkommene Rollung, Korngrößen bis zu $5 cm$ längsten Durchmessers sowie Rotfärbung durch Eisengehalt kennzeichnen diesen Horizont. Hauptbestandteile sind Quarz und gefalteter Quarzphyllit aus dem aufgearbeiteten Grundgebirge. Letzterer von gleicher Beschaffenheit wie im Liegenden, somit ein Beweis, daß der Brixner Quarzphyllit schon deformiert und metamorph war, bevor die permischen Sedimente abgelagert wurden. Das Bindemittel ist Glimmer.

Auf diese auch als Grundkonglomerat oder Verrucano bezeichneten Basalbildungen folgt unmittelbar der

Grödner Sandstein.¹⁾

Die sichtbare horizontale Verbreitung des Grödner Sandsteins erstreckt sich auf einen schmalen, von W gegen E an Breite abnehmenden Streifen. In der Gegend von Piccolein weicht die Ausdehnung nicht unerheblich von der Darstellung in der Karte Ogilvie Gordons ab. Wenn auch das Gelände meist verschüttet oder mit Vegetation verdeckt ist, kann man doch an zahlreichen Stellen, z. T. recht gut erschlossen, den Grödner Sandstein noch weit über Ciablun hinaus, fast bis zu den Häusern von Flöß verfolgen. Von geeigneten Standpunkten aus läßt sich übrigens bei guter Beleuchtung die im einzelnen unübersichtliche Verbreitung des Gesteins dank seiner intensiven Rotfärbung (Steige, brachliegende Äcker) in großen Zügen erkennen.

¹⁾ Die Quarzporphyrplatte ist in den St. Vigiler Dolomiten nicht entwickelt.

Von dem schon bekannten Vorkommen am Ausgange des Foscheduratales, östlich von St. Vigil, ist bloß der südlichste Teil in die Karte aufgenommen. Hingegen wurde am unteren Ende des Sporues, welcher dieses Tal von der südlicher gelegenen Roa Blanca trennt, ein kleiner, noch nicht bekannter, allerdings schon stark verwitterter Aufschluß festgestellt, welcher die weitere Verbreitung gegen E andeutet.

Der sonst recht eintönige Grödner Sandstein gliedert sich in je eine untere und obere rote und in eine mittlere graue Zone. Die Mächtigkeit des oberen und mittleren Horizontes erreicht je etwa 30 m, die des untersten durchschnittlich 15 m.

Der Übergang aus den Basalbildungen vollzieht sich ganz allmählich. Zuerst wird die Korngröße geringer und gleichmäßiger. Das Gestein nimmt intensive Rotfärbung und immer deutlicher werdende Bankung an. Auch im Kornbestand tritt eine Änderung ein. Während in den Basalbildungen ein Vorherrschen des Quarzphyllites zu konstatieren war, wird dessen Anteil nun immer kleiner. Dafür überwiegen Quarz und Kaliglimmer in einem eisenschüssigen Bindemittel.

Quarzporphyrstücke wurden im Grödner Sandstein dieses Gebietes nirgends gefunden.¹⁾

Nördlich von Ciablun sind in einem kleinen Bachrisse rote, feinkörnige, von dünnen Quarzadern durchzogene Sandsteine, darunter graue, gelbliche bis braune Bänke, die mit grünen, schieferigen Bändern wechsellagern, erschlossen.

Stellenweise, z. B. am Jöchl, kann man eine Sortierung nach Korngrößen wahrnehmen, indem Lagen von großen, 1 cm und darüber messenden, wohlgerundeten Quarzkörnern im Verbands der normal ausgebildeten Sandsteine auftreten. Überhaupt scheint sich der Grödner Sandstein im Aufnahmebereiche durch gröbere Körnung von jenem der Nachbarbezirke zu unterscheiden.

In eigenartige lithologische Verhältnisse gewährt der Aufschluß, welcher $\frac{1}{2}$ km westlich vom Dorfe St. Vigil liegt, Einblick. Man trifft dort im grauen, grobkörnigen Sandstein zahlreiche Quarzeinsprenglinge von Nußgröße, die auffallend schön gerundet sind. Daneben finden sich faustgroße Stücke von Quarzphyllit eingehettet. Berechtigen diese Feststellungen auch nicht zu generalisierenden Schlüssen auf die Entstehungsweise des Grödner Sandsteins, so könnten sie doch zur Klärung der noch ungelösten Frage seiner Genesis beitragen. Von den Vertretern der Theorie des äolischen Bildungsprozesses wird stets die schlechte Rollung — „höchstens kantengerundet“ — manchmal auch die geringe Korngröße hervorgehoben, zwei Argumente, welche für obige Fundstelle offenbar widerlegt werden!

Bestimmbare Fossilien wurden nicht gefunden. Nur spärliche verkohlte Reste bedecken die Schichtflächen.

Als Zerfallsprodukt ergibt sich entweder feiner Quarzsand oder in den höheren Horizonten, die nicht selten tonige Zwischenlagen enthalten, roter Mulm, welcher letzterer an nassen Stellen einen zähen Letten bildet.

1) Ein anderes Ergebnis war auch kaum zu erwarten, weil es einer schon öfter bestätigten Regel entspricht, daß der hangende Grödner Sandstein dieselbe mineralogische Zusammensetzung wie die Unterlage — in unserem Falle Quarzphyllit — aufweist. Das nächste Quarzporphyrvorkommen (Bürsling, Umgebung der Daßlerhütte) ist über 10 km entfernt.

Die trockenen, mageren Kieselböden genügen der anspruchslosen Föhre (*P. silvestris*) mit ihren charakteristischen Begleitern (*Juniperus*, *Erica*), lassen aber die Fichte nur vereinzelt aufkommen. In feuchten Lagen stellt sich die Erle (*A. incana*) ein.

Das Trinkwasser, das dem Grödner Sandstein entspringt, ist hier durchwegs schlecht und gilt als ungesund.¹⁾

Siedlungen finden sich im Grödner Sandsteinbereiche nur bei Piccolein.

Über die Verwendung des Sandsteins sowie anderer Felsarten aus jüngeren Formationen wird im Abschnitte „Nutzbare Ablagerungen“ berichtet.

Im mittleren Horizont des Grödner Sandsteins fand sich eine bisher unbekannt gebliebene Einschaltung von Massengestein. Die beste und zugleich bequemst zugängliche Fundstelle liegt am Kamm (Wasserscheide) zwischen der Piccoleiner Schlucht und dem Gehänge westlich von St. Vigil, halbwegs zwischen dem Jöchel (1536 m) und dem Kreuz auf Punkt 1576. Bei einiger Aufmerksamkeit gewahrt man hier in zirka 1560 m Höhe eine WNW-ESE streichende, die Wegfurche schneidende, einer Wasserabkehre ähnliche Gesteinsrippe, die sich durch ihre dunklere Färbung deutlich von der Umgebung abhebt. Vom Fahrweg aus läßt sich ihr Ausstrich schräg ansteigend über den um wenige Meter höheren Kamm noch etwa 50 m weit in die steile, hier baumbestandene Piccoleiner Schlucht verfolgen. Ein kleiner, in die Schlucht hinabführender Steig verläuft streckenweise auf den Schichtflächen. Gegen E verschwindet das Gestein im Waldboden, erscheint aber in zirka 1520 m Höhe abermals an dem von Soleseit kommenden Weg in einem kleinen Aufschlusse. (Siehe Skizze.)

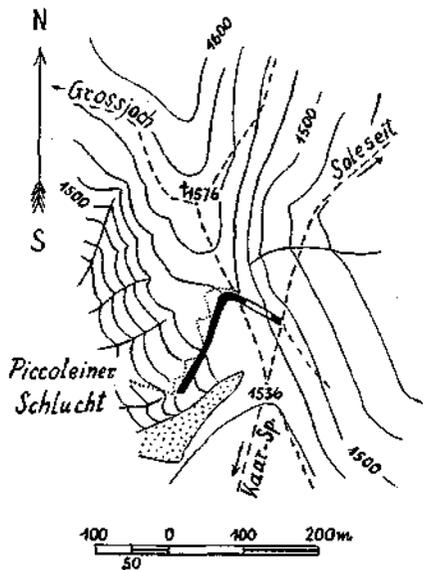


Fig. 2. Situationskizze zum Massengesteinsgang am Jöchel bei St. Vigil.

Das Massengestein befindet sich zweifellos in einem tektonisch nicht veränderten Kontakt mit den hier mittelsteil gegen SSW einfallenden Bänken des grauen Grödner Sandsteins. Am Kamm streicht es $N 60^\circ W$ und fällt mit $45^\circ-50^\circ$ gegen SSW. Bei Messungen an anderen Stellen ergaben sich geringe Differenzen, und zwar: Streichen $N 65^\circ$ bis $75^\circ W$, Fallen $40^\circ-50^\circ$ gegen SSW, die aber ohne weiteres verständlich sind, wenn man berücksichtigt, daß etwa 100 m weiter südlich eine Überschiebungsfäche den Kamm quert.

Eine genaue Überprüfung der Einschaltung im Verhalten zu ihrem Liegenden und Hangenden ergab zunächst nicht die geringste Andeutung einer durchgreifenden Lagerung. Sie ist vielmehr den Sandsteinbänken

¹⁾ J. Th. Haller (18) verwies vor 100 Jahren auf die im Landstriche Piccolein—St. Martin—Untermoj vorkommende „Rhachitis in Verbindung mit Kretinismus“.

vollkommen parallel gelagert und macht die mäßigen Verbiegungen mit, die hier der Grödner Sandstein zeigt. Auch die Mächtigkeit ist konstant. Sie beträgt $\frac{1}{2}$ m.

Es könnte sich demnach um einen Erguß während der Ablagerung des Grödner Sandsteins handeln. Daß dieser Fall nicht gegeben ist, zeigt die Beschaffenheit der Kontaktzone. Nicht nur an der Liegendsondern auch an der Hangendgrenze kann man nämlich trotz der starken Zersetzung und Brüchigkeit des Materials noch deutlich erkennen, daß der Grödner Sandstein durch das Magma verändert wurde. Der Sandstein ist auf einem 1—2 cm breiten Saume nicht mehr körnig entwickelt, sondern in ein dichtes, graues Gestein umgeschmolzen, mithin kontaktmetamorph geworden. An einer Stelle ist eine Art „Breccie“ zu sehen, d. h. eine innige Vermischung von losgerissenen Partien des Nebengesteins mit dem Magma. Diese beiden Tatsachen — Frittung und Vorhandensein eines brecciösen Salbandes im Hangenden — weisen mit Bestimmtheit auf einen Gang, denn bei einem deckenförmigen Ergusse hätte es niemals zu den beschriebenen Veränderungen an der Hangendgrenze kommen können.

Im Ganggestein habe ich folgende Kluftsysteme, die von jüngeren tektonischen Vorgängen herrühren, gemessen:

1. Streichen N 70° E, Fallen 50° gegen NNW.

2. " N 30° W, " 45° " NE.

3. " N 15° E, saiger. Dieses System steht senkrecht zur Streichrichtung des Ganges.

Schon beim Anschlagen und bei Betrachtung mit freiem Auge kann man an dem ungemein zähen und harten, in der Anwitterung grau- bis rostbraunen, im frischen Bruche grauschwarzen Gestein zahlreiche größere Bestandteile, hauptsächlich Biotit und mitunter auch Calcit, unterscheiden.

Das Gestein zeigt porphyrische Struktur. Unter dem Mikroskope erscheinen in der ziemlich grobkörnigen Grundmasse deutlich einzelne größere Einsprenglinge von Augit und Biotit.

An der Zusammensetzung sind beteiligt:

Augit. Bildet sechseckige, achteckige sowie rundliche Durchschnitte, deren zentrale Partie häufig farblos erscheint. Längs der Spalten und randlich in grünliche (chloritische) Zersetzungsprodukte umgewandelt, welche die Kristalle maschenartig durchsetzen. Die ursprüngliche Spaltbarkeit ist aber überall noch deutlich erhalten. Vereinzelt Zwillinge nach (100). Zahlreiche Magnetiteinschlüsse.

Biotit. Große Individuen einer eisenreichen Varietät mit starkem Pleochroismus. Meist mit einem Saum von Ilmenit umgeben.

Apatit. In Form von langen, dünnen Nadeln. Häufig aber auch Schnitte senkrecht auf c. Nicht selten eingewachsen in Biotit und Calcit.

Calcit. Mit deutlicher Spaltbarkeit nach (101). Das Gestein ist zersetzt, mithin der Calcit wahrscheinlich besser als sekundär zu betrachten. Z. T. Pseudomorphosen nach Augit.

Olivin. Sehr spärlich! Manchmal als Einschuß im Augit.

Magnetit. Erscheint bald ziemlich gleichmäßig verteilt, bald stellenweise angehäuft. Umsäumt nicht selten den Apatit. Auch hübsche „Kristallskelette“ und „Schnüre“, entstanden durch Aneinanderreihung von mehreren Individuen, wurden beobachtet. Im allgemeinen entlang den Spalttrissen sitzend.

Spinell, und zwar Picotit. Grünliche bis braune unregelmäßig begrenzte Kristalle.

Chlorit. In gewöhnlichen Lichte schwach grünlich. Bildet feine, radialstrahlige Aggregate.

Chromit. Winzige Oktaeder von kirschroter Farbe.

Quarz, Feldspat und Glas konnten nicht beobachtet werden.

Nach dem Vergleich dieser mikroskopischen Diagnose mit den Angaben bei Rosenbusch (59, 60) handelt es sich bei dem vorliegenden Ganggestein nicht um ein typisches Glied aus der Gruppe der feldspatfreien Gesteine, sondern um ein augitreiches, basisches Zwischenglied, das dem Augitit am nächsten steht.¹⁾

Das spezifische Gewicht beträgt 2.75.

Es ist anscheinend das erste Ganggestein, das mitten aus dem Grödner Sandstein der Südlichen Kalkalpen bekannt wurde. Nach meinem Befunde ist es ein echter Gang im grauen (mittleren) Horizont des Grödner Sandsteins, somit jünger als dieser. Der Mangel an unmittelbar damit vergleichbaren Vorkommen erschwert die Altersdeutung um so mehr, als der Grödner Sandstein hier von jüngeren Schichten nicht mehr überlagert wird. Immerhin beweisen Harnische am Ganggestein, daß das Magma schon vor der Alpenfaltung eingedrungen war.

Bellerophon-Schichten.

Die im Hangenden des Grödner Sandsteins folgenden Bellerophon-Schichten liegen zwar ebenfalls nur im NW des Aufnahmebezirkes zu Tage, nehmen aber im Kartenbilde eine viel größere Fläche ein. Man wird kaum fehlgehen, wenn man sie bei der Kartierung dort, wo die untere stratigraphische Grenze nicht scharf ausgeprägt ist, mit den ersten Dolomitbänken und Gipslagen begiumen läßt.

Vom Campilltal herüberstreichend, übersetzen sie unterhalb Palestrang die Gader. Es sind hauptsächlich dunkle, zum Teile fossilführende Kalke, die hier beide Talseiten bilden. Dem allmählichen Ansteigen der Schichtflächen entsprechend, kommen weiter nördlich immer tiefere (ältere) Bänke zum Vorschein. Während bei Preromang die untersten Gehängepartien noch durch quartäre Ablagerungen (Terrassensedimente und Gehängeschutt) verhüllt sind, begegnen wir knapp ober dem Bauernhofe Rungadutsch bereits den ersten Gipsvorkommen in ziemlicher Mächtigkeit. Das nördlich angrenzende Gebiet ist schlecht erschlossen. Erst in der Piccoleiner Schlucht und deren Umgebung sind die Bellerophon-Schichten, besonders die Gipsfalten, in einem steilen Anschnitte deutlich zu sehen. Der südliche Teil der Schlucht wird fast ausschließlich von Bellerophon-Schichten gebildet.

Südöstlich vom Jöchl durchschneiden ihre Kalke und Dolomite mit schräg einfallender Schichtfläche die dicht bewaldeten Hänge der Kaar Spitze — nur südwestlich von St. Vigil ist an einigen kleinen Rutschstellen Gips entblößt — und endigen im Graben südlich der St. Vigiler Säge unvermittelt an einer Störungsfläche.

Etwa $\frac{3}{4}$ km östlich tauchen auf der gegenüberliegenden Talseite die Bellerophon-Schichten unter einem mächtigen Schuttkegel wieder hervor und bilden den Sockel des Plaberges (höchste Erhebung Punkt 1651 m), die Einfassung der Roa Blanca und den Südhang des genannten Berges.

Außerdem konnten zwei kleine, bisher nicht bekannte Aufschlüsse festgestellt werden, welche beide den obersten Bellerophon-Schichten

¹⁾ Auch an dieser Stelle möchte ich nicht versäumen, Herrn Professor Dr. Bruno Sander vom Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Innsbruck für seine gütige Mitwirkung bei der Untersuchung der Dünnschiffe zu danken.

angehören. Der eine liegt am Steig westlich von Punkt 1653 auf dem Felsporn zwischen dem Roa Blanca- und Foscheduratale, der andere im letztgenannten Tale in zirka 1500 *m* Höhe.

Am Aufbau der Bellerophon-Schichten beteiligten sich: Gipse, Dolomite, Rauhdecken und Sandsteine sowie Kalke.

Im großen ganzen kann man vertikal drei Zonen unterscheiden, deren unterste von Dolomit und Gips, deren mittlere vorzugsweise von Rauhdecken gebildet wird, während helle und dunkle Kalke, bzw. Dolomite die oberste Schicht zusammensetzen. Eine nur scheinbare, durch Dislokation verursachte Ausnahme besteht in der Roa Blanca, wo Gips auch noch in höheren Lagen vorkommt.

In der Karte wurden die Gipseinlagerungen, soweit sie erschlossen sind, durch Punktierung angedeutet. Derartige Vorkommen liegen:

bei Rungadutsch im Gadertal im Walde versteckt, von der Straße aus nur schwer sichtbar,

östlich von Piccolein, deutlich entblößt an der Südseite der Piccoleiner Schlucht,

westlich von St. Vigil am Fuße der Kaarspitze,

besonders aber in der wild zerfurchten Roa Blanca an den Westabstürzen des Paratscha.

Die Gipslagen sind gewöhnlich höchstens je $\frac{1}{2}$ *m* mächtig und wechsellagern mit dünnen, grauen bis schwarzen Dolomit- und Tonbändern. Der ziemlich feinkristalline Gips ist weiß, seltener rötlich und häufig durch dunkle lehmige Beimengungen verunreinigt. Mit ihm zusammen treten graue Dolomite und gleichfarbige „Rauhdecken“ auf.

Letztere unterscheiden sich von den Rauhdecken der mittleren Abteilung dadurch, daß sie feinzellig sind und in der Regel Gipsdrusen und -adern enthalten. Die relativ plastischen Gips Horizonte zeigen starke Biegungen und Faltungen.

Typische großzellige Rauhdecken sind an den Hängen des Roa Blanca-Tales entwickelt. Ihnen fehlt im Gegensatz zu den beschriebenen Varietäten jeglicher Gipsgehalt.

Die oberste Abteilung der Bellerophon-Schichten setzt sich hauptsächlich aus hellen und dunklen, mehr oder weniger stark bituminösen Kalken zusammen. Dolomite und Sandsteine nehmen nur ganz untergeordnet Anteil. Letztere sind graubraune Kalksandsteine mit reichlicher, besonders auf den Schichtflächen vermehrter Glimmerführung (Kaliglimmer). Sie sind in geringer Mächtigkeit am Jöchel (Punkt 1536) zu finden. Wandert man von hier auf die Kaarspitze oder in südöstlicher Richtung auf sanft ansteigendem Wege gegen Punkt 1621, so durchquert man die ganze obere Abteilung der Bellerophon-Schichten.

Es sind hier, beginnend bei Punkt 1536, d. i. von unten nach oben, erschlossen:

- Graubrauner, glimmerführender Sandstein,
- helle, von Calcitadern durchzogene Kalke,
- dunkle, bituminöse Kalke mit *Bellerophon* sp.
- Dolomit,
- Algenkalk,
- Ostracodenkalk,
- dunkle Kalke mit kleinen Muscheln (*Pecten*),
- kavernöser Dolomit (Zellendolomit).

In der Roa Bianca wechsellagern mit den dunklen, bituminösen Kalken, die hier ausnahmsweise viel hellen Glimmer führen, schieferige und mergelige Lagen, in denen Ogilvie Gordon (50, S. 361) kleine Ammoniten fand. An manchen Stellen wurden „Stinkkalke“ mit flüssigem Bitumen auf den Klufflächen beobachtet.

In einer steilen Runse, die vom Plaberg (Punkt 1561) herabführt, stehen an: Zu unterst dunkler, bituminöser Kalk, in höheren Lagen etwas heller und reichlich von Kalkspatadern durchzogen. Darüber folgt gelblicher, im frischen Bruch grauer, von Drusen erfüllter Dolomit, der bei der Verwitterung zu feinem Grus zerfällt.

Dunkler Kalk mit Crinoiden, ganz durchsetzt von Hohlräumen, deren Wände meist mit Calcit ausgekleidet sind.

Bituminöser Schiefer.

Harter, grauer Kalk.

Dunkelgrauer, dünngebankter Kalk mit weißen Adern.

Ein Detailprofil gibt auch Ogilvie Gordon (50, S. 361).

Oberhalb Preromang im Gadertale fand ich hellgrauen Mergelkalk mit zahlreichen kleinen Einschlüssen von schwarzem, kieseligem Kalk.

Die Mächtigkeit der Bellerophon-Schichten kann nur schätzungsweise mit 150—200 m angegeben werden, da einerseits nicht überall der ganze Komplex erschlossen ist, andererseits aber besonders die unteren Horizonte intensiv gefaltet sind.

Die Bellerophon-Schichten, vornehmlich die dunklen Kalke, lieferten nur eine spärliche Ausbeute an Versteinerungen:

Foraminiferen am Jöchl.

Korallenreste oberhalb Preromang.

Avicula sp.

Pecten sp. (cf. *Gümbeli* Stache) nördlich der Kaarspitze.

Bellerophon sp. Durchschnitte häufig, gute Exemplare selten. Fundstellen bei Preromang, an den Abhängen der Kaarspitze, Foscheduratal, Roa Bianca, am Holzlieferwege südöstlich von Punkt 1312, d. i. südsüdwestlich von St. Vigil und an der Südseite des Plaberges.

Natica sp. oberhalb Preromang.

Ostracoden Jöchl, Plaberg.

Unbestimmbare Algenreste . . . Plaberg.

Im Landschaftsbilde gibt sich der Unterschied der einzelnen Abteilungen innerhalb der Bellerophon-Schichten meist recht gut zu erkennen. Während die Dolomite und Kalke im allgemeinen dichte Föhren- und Fichtenwälder tragen und nicht selten kleine, niedrige Steilstufen bilden, mitunter auch von schuttgefüllten Gräben durchzogen sind, neigen die gipsführenden Horizonte der unteren und mittleren Schichten mehr zur Bildung von steilen, kahlen Runsen und Buckeln. Gipspingen von der Form bis zu 3 m tiefer Trichter und flacher Rinnen kann man am Plaberg und besonders schön im Walde östlich von Tolpeit, am Steige zum Piz da Peres beobachten. Charakteristisch für die Gipslagen ist, wie gesagt, auch deren intensive Verfaltung. Ein Musterbeispiel für diese bietet der „Crep dai Otg“ in der Piccoleimer Schlucht.

Die aus den Bellerophon-Schichten entspringenden Quellen führen hartes, in der Regel viel schwefelsauren Kalk enthaltendes, herb schmeckendes Wasser. In bezug auf den Geschmack macht die zum

Bade Cortina bei St. Vigil gehörende Heilquelle, welche an anderer Stelle eingehender besprochen wird, eine Ausnahme.

Trias.

Werfner Schichten.

Aus den Bellerophon-Schichten gehen ohne deutlich ausgeprägte Grenze allmählich die Sedimente der skytischen Stufe hervor. Die dunklen Kalke, bzw. Dolomite des oberen Perm verbinden sich wechselagernd mit dünngeschichteten Mergeln, schließlich werden letztere herrschend.

Horizontale Verbreitung: Die Werfner Schichten treten als breiter Saum unter den Ablagerungen der anisischen Stufe fast überall zutage. Auf eine Strecke von mehr als $1\frac{1}{2}$ km bilden sie das Kammstück zwischen der Kaarspitze und dem Col Fegnus. Von dort lassen sie sich durch dichte Wälder über die Siedlungen von Costamajor und Palestrong bis zum Gaderbach, gegen E aber weit hinab durch das Rauhtalgehänge verfolgen, bis ihre Fortsetzung tektonisch gestört ist. Ein kleiner Aufschluß liegt südwestlich von Punkt 1266 (westlich Kreidesee).

Östlich des Steiges zum Riedjoch, wo von früheren Autoren — zuletzt auch noch von Ogilvie Gordon — Wengener Schichten kartiert wurden, konnte ich nach mehrmaliger Durchstreifung in der Richtung der Fallinie im Walde und in den unterhalb anschließenden Bergwiesen Campiller Schichten mit Fossilien feststellen. Aufschlüsse sind allerdings spärlich. Die Hütte am Waldrand (Punkt 1519) steht beispielsweise auf roten Mergelschiefen der Campiller Schichten. Zwischen 1600 und 1700 m Höhe durchquert dort der graue Campiller Horizont als kleine Steilstufe den Wald. Bei Punkt 1680 liegt neben dem Dachsteindolomit des Paresberges ein für das Studium der Tektonik wichtiges Vorkommen, desgleichen in der Kreuzspitzflexur oberhalb Fontanella in der Gemeinde Wengen.

Jenseits des Rauhtales sind die Werfner Schichten sehr reduziert und ohendrein wegen starker Verschüttung und üppiger Vegetationsdecke schwer zu finden und abzugrenzen. Das bedeutendste Vorkommen liegt an der West- und Südwestseite des Plaberges, wo die Werfner (Seiser und Campiller) Schichten längs einer Schubfläche unter Bellerophon-Schichten heraustreten und sich am Fuße dieses Berges, ungefähr entlang der Schichtenlinie 1300, über 1 km weit verfolgen lassen. Dürrtig erschlossen trifft man Campiller Schichten noch in dem mit Bergsturzmassen bedeckten Waldgelände zirka $\frac{1}{2}$ km westlich vom Triangulierungspunkt 1944 m an. Das nördlichste Vorkommen liegt im Foscheduratale bei Punkt 1600. Man kann es gut gegen S verfolgen. Der kleine Felskopf im oberen Teile der Roa Blanca-Halde besteht aus Seiser Schichten.

In der Karte mußte auf die Darstellung der althergebrachten Zweiteilung der Werfner in Seiser und Campiller Schichten verzichtet werden. Eine durchgehende Scheidung ist hier nämlich wegen des dichten Pflanzenkleides nicht möglich. Wo aber die Werfner Schichten in größerer Ausdehnung bloßliegen, kann man in vertikaler Richtung deutlich vier annähernd gleich mächtige Abteilungen unterscheiden:

1. Eine unterste Gruppe bilden die Seiser Schichten (Zone der *Pseudomonotis Clarae*), die sich von ihrer Unterlage (Bellerophon-Schichten) durch hellere Färbung und Glimmergehalt unterscheiden. Sie bestehen aus graubraunen Mergeln und Kalken, die braun oder noch häufiger gelblich anwittern. Ein weiteres Merkmal zur Unterscheidung bildet die Fossilführung. Die Reste einer artenarmen, individuenreichen Fauna (*Pseudomonotis*, „Myaciten“) bedecken ganze Schichtplatten und verleihen ihnen ein wulstiges Aussehen.
2. Das Koken'sche Konglomerat konnte ich nicht finden. Es war auch im Schutt nirgends anzutreffen, scheint daher hier nicht entwickelt zu sein. Einen recht gut brauchbaren Ersatz für diesen Trennungshorizont bot mir ein roter „Gastropodenoolith“, bestehend aus zahllosen kleinen Gastropoden (Typus *Coelostylina werfensis* Witt.), den ich an der Kaarspitze knapp über sicheren Seiser Schichten feststellte. Mit ihm setzt zugleich auch jene intensive Rotfärbung ein, welche durch die zweite Zone meiner Gliederung anhält. Sie wird ausschließlich von roten, dünntafeligen, glimmerreichen Mergeln und Schiefem gebildet und ist auch paläontologisch insofern charakterisiert, als in ihr lokal zahlreiche, meist schlecht erhaltene Fossilien (ohne Kalkschale) auftreten.
3. Auf diesen Horizont folgt eine graue Abteilung, die am Col Fegnus, Paresberg und an anderen Fundstellen das Leitfossil der Campiller Schichten, *Naticella costata* Münster, mitunter auch Ammoniten führt. Es sind graue bis graubraune Mergel und Kalke, häufig stark tonig, die — falls fossilfrei — mit gewissen Lagen des Unteren Muschelkalks so große Ähnlichkeit zeigen, daß man oft versucht wäre, sie als solchen zu kartieren, wenn nicht abermals im Hangenden eine
4. Zone folgen würde, die aus roten, untergeordnet auch grauen oolithischen Kalken und Kalksandsteinen besteht. Die Sandsteine erweisen sich bei Betrachtung mit der Lupe zusammengesetzt aus zahlreichen kleinen eisenhaltigen, daher rot bis rostrot gefärbten Ooiden, die höchstens $\frac{1}{3}$ mm Durchmesser erreichen. Das Bindemittel ist kalkig. An einigen Stellen treten in diesen Kalken und Sandsteinen Muscheln (Myophorien, Gervillien) geradezu gesteinsbildend auf. Ihr Erhaltungszustand ist aber so ungünstig, daß keine nähere Bestimmung gelang.

Diese drei letzteschriebenen Horizonte, einschließlich des „Gastropodenooliths“, stelle ich auf Grund ihrer petrographischen Beschaffenheit und Fossilführung in die Zone der *Naticella costata* Münster. Sie entsprechen also in ihrer Gesamtheit den Campiller Schichten.

Während das Koken'sche Konglomerat anscheinend fehlt, finden sich im Verlande der oberen Campiller Schichten Konglomeratbänke, auf die schon O. Reithofer (56, S. 270) aufmerksam gemacht hat. Gleich beim letzten, nördlichsten Hause von Pederöa, am orographisch rechten Ufer der Gader, ist eine zirka 3 m mächtige Konglomeratbank erschlossen, die schräg ansteigend durch den steilen Waldhang in nördlicher Richtung verfolgt werden kann.

In einem Graben südwestlich von Punkt 1484 sind drei derartige Bänke in einer Mächtigkeit von 2 bis 3 m zu erkennen, die mit roten Kalkmergeln und Sandsteinen (6—8 m) wechsellagern. Die Mehrzahl der Gerölle entstammt zweifellos den Campiller Schichten (graue und rötliche Kalke und Kalksandsteine), nur einzelne helle dolomitische Einschlüsse dürften von aufgearbeiteten Bellerophon-Schichten herrühren. Die Körner erreichen alle Dimensionen bis zu 3 dm Durchmesser. Das Bindemittel ist kalkig, die Rollung vorwiegend schlecht. Unter Campeï geht die Konglomeratform ganz verloren, so daß man schließlich eine typische Breccie feststellen kann. Im Handstück läßt sich das Konglomerat vom Richthofen'schen Konglomerat nicht immer unterscheiden. Ich habe diesen Vergleich mit Stücken aus verschiedenen Teilen der Dolomiten durchgeführt. Daß es mit diesem keinesfalls identisch ist, konnte einwandfrei nachgewiesen werden, da im Hangeuden noch sichere Campiller Schichten folgen.

Südöstlich von Punkt 1824 (Col Fegnus-Gebiet) zeigen die obersten Lagen der Campiller Schichten grüne Färbung.

In den Wiesen und Äckern westlich von Campeï stehen mehrere Bänke von hellem, z. T. rotgesprenkeltem Dolomit bis dolomitischem Kalk an, die zusammen mit den erwähnten Konglomeraten und Breccienlagen sich deutlich als niedere, unbegrünte Steilstufen aus dem Wiesengelände abheben. Das Gestein ist sehr hart und führt vereinzelt Muscheln, von denen einige als Gervillien bestimmt werden konnten.

Rauhacken konnte ich in den Werfner Schichten nicht beobachten. Hingegen tritt im Graben unterhalb Campeï, ober der kleinen Brücke in 1230 m Höhe rötlicher Gips als Kluftausfüllung auf.

Im übrigen bilden die Werfner Schichten eine ziemlich einlönige Gesteinsgruppe. Problematica, Wellenfurchen, Trockenrisse sowie eigentümliche Hieroglyphenbildungen sind häufig zu sehen. An der Kreuzspitze enthalten die roten Mergel und Kalksandsteine der Campiller Schichten merkwürdige krumme Stengel, die vielleicht als Sedimentausfüllung von Kriechspuren mariner Würmer zu deuten sind.

Über die Mächtigkeit der Werfner Schichten lassen sich keine sicheren Angaben machen, weil sich die dünnplattigen Schiefer und Mergel tektonischen Beanspruchungen gegenüber plastisch verhalten haben. Mit 350 m dürfte die Mächtigkeit nicht überschätzt sein, etwa 80 m würden auf die Seiser Schichten entfallen. Diese Beträge gelten nur am breiten Bergrücken zwischen Gader- und Rauhtal. Für das Überschiebungsgebiet der Roa Blanca sind die Werte viel geringer, weil dort beträchtliche Teile der Werfner Schichten ausgequetscht sind.

Aus dem kartierten Gebiete sind bisher fast keine Fossilien der Werfner Schichten beschrieben worden. Der Erhaltungszustand ist meistens sehr schlecht. Ein Teil des gesammelten Materials, hauptsächlich kleine Gastropoden, mußte deshalb bei der Bestimmung ausgeschieden werden. Bestimmt wurden:

Aus den Seiser Schichten:

<i>Pseudomonotis Clavai</i> Emmr.	} Roa Blanca: Nördl. von Punkt 1796 (Felskopf am Oberrand der großen Halde). In der Schlucht westlich der St. Vigiler Säge.
<i>Pseudomonotis aurita</i> Hauer	
<i>Anodontophora fassaensis</i> Wissm.	

Aus den Campiller Schichten:

<i>Pseudomonotis</i> cfr. <i>Telleri</i> Bittner	südöstlich von Pederoa.
<i>Pseudomonotis</i> sp. cfr. <i>spinicosta</i> Witt.	Paresberg — NW.
<i>Pseudomonotis</i> n. sp.	östlich von Costamajor.
<i>Gervilla</i> sp.	Gadertal, unterhalb Sovi.
	Gadertal, unterhalb Costamilan.
	Gadertal, unterhalb Campej.
<i>Pecten microtis</i> Witt.	westlich vom Col Fegnus (nördlich von Punkt 1637).
<i>Pecten discites</i> Schloth.	Graben unter Campej.
<i>Pecten</i> sp.	nördlich der Kreuzspitze.
	östlich von Costamajor.
<i>Anodontophora canalensis</i> Cat.	nordöstlich vom Col Fegnus.
<i>Anodontophora fassaensis</i> Wissm.	östlich von Costamajor.
<i>Myophoria cardissoides</i> Schloth. var. <i>transiens</i>	
Rübenstrunk	Graben unterhalb Campej.
<i>Myophoria laevigata</i> Alberti form. typ.	Graben unterhalb Campej,
	östlich von Costamajor.
<i>Myophoria</i> cf. <i>fallax</i> Seeb. var. <i>subrotunda</i>	Nordgehänge des Foschedurabaches (südlich von Punkt 1929 am Weg zum Kreuzjoch.)
<i>Turbo rectecostatus</i> Hauer	südöstlich von Pederoa; Paresberg — NW.
<i>Naticella costata</i> Münster	südöstlich von Pederoa; Graben unter
	Campej; am Weg von Campej nach Costamajor; südöstlich von Palestrom. Col Fegnus (Punkt 1864). Paresberg — NW. Rauhthal, südlich von Punkt 1519.
<i>Coelostylinia werfensis</i> Witt.	Kaarspitze; Plaberg.
<i>Dinarites dalmatinus</i> Haner	südöstlich von Pederoa.
<i>Trochites cassianus</i> Quenst.	Paresberg — NW.

Die Werfner Schichten bilden natürlich wie sonst so auch in den St. Vigiler Dolomiten einen wichtigen Quell- und Vegetationshorizont. Ihre zwischen 1100 und 1900 m liegenden Ausstriche tragen dichte Fichten-, Tannen- und Lärchenwälder, die nur an wenigen Stellen (Kaarspitze, Col Fegnus) von Bergmähdern durchbrochen sind. Das üppige Vegetationskleid verdanken sie den mürben, fruchtbaren Mergeln und Schiefem und ihrer reichlichen Durchfeuchtung.

Im allgemeinen bilden die Werfner Schichten steile, schlecht erschlossene, von tiefen Gräben und Schluchten durchzogene Hänge. Eine Schlucht mit Steilstufen verläuft vom Col Fegnus gegen NE und mündet in der Nähe der St. Vigiler Säge in das Rauhthal.

Gehängerutschungen kann man häufig beobachten, besonders dort, wo die Schichtplatten parallel zum Hang einfallen.

Unterer Muschelkalk.

In konkordanter Auflagerung folgt über den roten und grünen sandigen Mergelplatten der obersten Campiller Schichten im Gebiete des Col Fegnus, u. zw. südöstlich von Punkt 1824 das sogenannte „Muschelkalkkonglomerat“ (Wittenburgs Richthofensches Konglomerat). Hier ist die einzige Stelle, wo ich diese Transgressionsbildung gesehen habe. Bezüglich ihrer stratigraphischen Stellung schließe ich mich der Auffassung jener Autoren an, welche dieses Konglomerat zum Muschelkalk rechnen.

Die Bestandteile sind fast durchwegs hell (weiß, grau, gelblich bis braun). Sie erweisen sich bei Behandlung mit verdünnter HCl als Dolomit, bzw. dolomitischer Kalk, stellen also allem Anschein nach Aufarbeitungsprodukte der Seiser, eventuell auch mittleren Campiller Schichten vor. Unzweifelhafte Campiller Schichten (rote oolithische Sandsteine) sind nur vereinzelt zu finden. Die Rollung ist im allgemeinen unvollkommen, die Mehrzahl der Stücke ist eckig oder bloß kantengerundet. Nicht selten sind aber auch gut gerollte Körner von geringem Durchmesser (2 bis 4 mm), während sich sonst die Korngröße um 1 bis 2 cm bewegt. Das Bindemittel ist ein feinkörniger brauner, Glimmer führender Kalksand und Mergel. An der erwähnten Stelle beträgt die Mächtigkeit $3\frac{1}{2}$ m.

Im übrigen Gebiete ist das Muschelkalkkonglomerat nicht entwickelt. Hier liegt über den Campiller Schichten direkt der Untere Muschelkalk engeren Sinnes. Die Verfolgung dieses mitunter ganz dünnen Schichtpaketes durch das dicht bewaldete Gelände ist recht zeitraubend. Auch die Abgrenzung gegen die Werfner Schichten bereitet Schwierigkeiten. Andererseits erleichtert die Fossilführung sowie die vorwiegend dolomitische Fazies der unteren Horizonte einigermaßen die Ermittlung der Liegendgrenze. Die Scheidung gegen das Hangende wird durch die ebenfalls dolomitische Ausbildung und sonstige Ähnlichkeit des Mendeldolomits sehr erschwert, ja fast unmöglich gemacht. Vergleiche auch unter „Mendeldolomit“.

Auch in diesem Gebiete setzen in der amischen Stufe die ersten Anzeichen einer heteropischen Differenzierung ein. Kaum irgendein Gestein der ganzen Schichtserie weist auf relativ engem Raume derartige fazielle Unterschiede auf wie der Untere Muschelkalk. Es lassen sich alle Übergänge von der rein dolomitischen über die dolomitisch-kalkige zur kalkig-bituminösen Entwicklung verfolgen.

Am Paratscha und im Foscheduratal (östlich von St. Vigil) herrscht, abgesehen von ganz unbedeutenden Einschaltungen bunter Konglomerate und roter, bzw. grauer, z. T. verkohlte Pflanzenreste führender Mergel, dolomitische Ausbildungsform. Gegen SW (jenseits des Rauhtales), am Wege zum Riedjoch, läßt sich bereits ein allmähliches Ausklingen der letzteren erkennen. Während das Vorkommen nordöstlich von Punkt 1441 ausschließlich von Dolomit gebildet wird, kann man ein paar hundert Meter gegen NW, in einem kleinen Graben unweit der Quelle bereits die ersten Kalkbänke mit Brachiopoden (*Spirigera trigonella*, *Terebratulula vulgaris*) beobachten. Vorwiegend dolomitische Entwicklung habe ich in der streichenden Fortsetzung dieses Aufschlusses gegen NW, bzw. W sowie im Gehänge oberhalb der Wiese „Roterings“ kartiert. Im weiteren Verlaufe verdeckt Waldboden und Gehängeschutt den Muschelkalk, daher sind die Untersuchungsergebnisse hier nicht befriedigend. Nördlich von Punkt 1751 folgen über den Campiller Schichten hell- bis dunkelgraue, meist dünngeschichtete Kalke.

Bei Campeï ist der Untere Muschelkalk sehr geringmächtig und überdies von den darüberliegenden dunklen Gesteinen (Mendeldolomit und „Grenzzone“) kaum zu unterscheiden. Der sicherste Anhaltspunkt ist das Auftreten von Hornsteinen im Muschelkalk.

Gelegentlich sind Fossilien zu finden. So sind z. B. im Walde südlich von Campeï einzelne Platten von dünngeschichtetem, grauem Kalk voll winzig kleiner Versteinerungen, von denen einige als *Damesiella torulosa* Tornquist¹⁾ bestimmt werden konnten.

In einem Seitengraben unter Campeï folgen über den oberen Campiller Schichten dickgebantke Kalke, die nach oben in einen Hornstein führenden Kalk übergehen. Der Hornstein ist schwarz und tritt hier in Form von kleinen Linsen und Knauern auf. Eingeschaltet sind im frischen Bruche hellgraue, braun anwitternde Kalke. Die Hornsteinführung reicht nicht weit. Ähnlich ist das Vorkommen am Weg zwischen Campeï und Costa. Bei Pederöa hingegen handelt es sich um dünnplattigen bituminösen Kalk.

Am Paresberg beginnt der Untere Muschelkalk in einer Höhe von 1800 bis 1820 *m* und bildet westlich des Grabens eine Steilstufe, die von hellem, bei Behandlung mit verdünnter Salzsäure ganz schwach brausendem Dolomit aufgebaut wird und in höheren Lagen Hornstein führt. Im Hangenden folgt mylonitisierter Dolomit.

Als weithin sichtbare Wandflucht durchzieht der Untere Muschelkalk (einschließlich des Mendeldolomits) das Gehänge oberhalb Wengen.

Südöstlich der Kreuzspitze (Punkt 2020) hat der Rugialdhach eine Schlucht aufgefressen, an deren Südostrand ein Steig herabführt. Längs dieses Steiges wurde folgendes Profil durch den Muschelkalk aufgenommen:

Hangendes: Buchensteiner Schichten (in 1790 *m* Höhe). Darunter bituminöser Kalk und Mendeldolomit

11. Grauer, kompakter Dolomit	10 <i>m</i>
10. Kavernöser drusiger Dolomit und dolomitischer Kalk	12—15 <i>m</i>
9. Graubrauner, sandiger Kalk, deutlich gebantk	4 <i>m</i>
8. Sehr harte Konglomeratlagen, grau. Im frischen Bruch erscheint die innerste Partie blaugrau. Fossilführend	4—5 <i>m</i>
7. Eine Folge von schöngeschichteten, groben Konglomeraten (faustgroße rote Kalkknollen), die mit Kalksandsteinen wechsellageru. Mit Crinoiden und Brachiopoden	2 <i>m</i>
6. Rote glimmerreiche, sandige Mergel ²⁾	wenige Zentimeter
5. Fossilführender Mergelkalk mit Mergelzwischenlagen	1 <i>m</i>
4. Graue bis graubraune, sandig-glimmerige Lagen mit Crinoiden und Brachiopoden	1 <i>m</i>
3. Zwei graue Kalkbänke	zusammen 0·30 <i>m</i>
2. Heller, kompakter Dolomit, mit HCl schwach brausend. Übergehend in schneeweißen, zuckerkörnigen, porösen Dolomit mit Kalkalgen ³⁾	5 <i>m</i>
1. Hellgrauer, dickgebantker, schwach kalkiger Dolomit. Nach unten zu dünngeschichtet. Mit Steinkernen von Bivalven	zirka 15 <i>m</i>

Liegendes: Wengener Schichten (unterhalb der Schubfläche).

Gesamtmächtigkeit des Muschelkalkes zirka 60 *m*

1) Diese merkwürdige Form wurde zuerst von Tornquist (102, S. 676) bei Campitello gefunden und als Gastropode bezeichnet. Philipp (95, S. 62), der zahlreiche Individuen bei seinen Aufnahmen an der Forcella (westlich von Predazzo) fand, hielt *Damesiella* für eine Muschel. Meine Exemplare stimmen mit den Abbildungen in beiden Arbeiten überein, erlauben aber wegen ihres unvollständigen Erhaltungszustandes vorläufig keine sichere Deutung bezüglich ihrer systematischen Stellung.

2) Dasselbe Gestein, aber von grüner Farbe, ist in der Schlucht gleich hinter dem kleinen Zaungatter zu finden. Die rote Varietät ist im Handstück von gewissen Lagen der oberen Campiller Schichten kaum zu unterscheiden.

3) Die Gattung läßt sich aus den Bruchstücken nicht bestimmen.

Der Untere Muschelkalk ist bedeutenden Mächtigkeitsschwankungen unterworfen. Die größte Mächtigkeit (zirka 100 m, z. T. aber tektonisch vergrößert) wurde im S des Foschedura-Tales festgestellt. An anderen Orten, beispielsweise bei Campei, schrumpft sie auf wenige Meter zusammen. Am Paresberg hingegen beträgt sie wieder 40—50 m.

Im Gelände tritt der Untere Muschelkalk nur dort als Wandflucht hervor, wo er größere Mächtigkeit erlangt und annähernd sählig liegt.

Im Gehänge südlich der Kreuzspitze und am Rugialdbach ober den Bauernhöfen von Cols (Gemeinde Wengen) sammelte ich nachstehende Fauna:

- Korallen
Encrinurus hilliformis Schloth.
Rhynchonella trinodosi Bittner
 „ *decurtata* Gir.
 „ var. *devota* Bittner
Spiriferina fragilis Schloth.
 „ *pia* Bittner
 „ *pectinata* Bittner
 „ (*Mentzelia*) *Mentzelii* Dnnk.
 „ „ { *Köveakalliensis* Suess (Boeckh)
 „ „ { var. *microrhyncha*
Spirigera trigonella Schloth.
Terebratula (Coenothyris) vulgaris Schloth.
Aulacothyris angusta Schloth.
 Gastropoden
 Bruchstück eines Ammoniten
 Zahn von *Acroodus*.

Bemerkungen zur Liste.

Ein Teil der beschriebenen Brachiopodenformen wurde bereits in Bittners Monographie (74) ausführlich besprochen und mit recht guten Abbildungen versehen.

Meine Fundorte „südlich der Kreuzspitze“ bzw. „Rugialdhach“ sind mir aus der Literatur nicht bekannt geworden. Bei Bittner wird nur ganz allgemein „Wengen“ oder „Wengener Kirche“ angegeben.¹⁾

Die meisten Fossilien beherbergen die Horizonte 4, 5, 7 und 8 des Profils. Aus den harten Kalken sind vollständige Exemplare nur schwer herauszubringen. Als vorzügliches Einbettungsmaterial erweisen sich die sandigen Mergel.

¹⁾ Die letztgenannte Fundortsbezeichnung kann man auch heute noch bei der Bevölkerung hören. Sie beruht auf einem Irrtum. Bekanntlich haben frühere Aufnahmegeologen (vor allem Mojsisovics) ihre Ammoniten aus den Wengener Schichten „im Hangenden eines aus Augitporphyrtuff und Kalkbreccien bestehenden Walles nächst der alten Kirche von Wengen“ bezogen (47, S. 276). Petrefaktenhändler, Bergführer usw. verkaufen ihre an anderen Stellen gefundenen und aus ganz verschiedenen Formationen stammenden Versteinerungen unter Angabe des inzwischen berüchtigt gewordenen Fundortes „Wengener Kirche“ (gemeint ist die Kirche in Altwengen). Hier ist aber nirgends der Untere Muschelkalk — weder im Anstehenden noch in Blöcken — zu finden. Das nächste Vorkommen liegt fast 1 km entfernt.

Mendeldolomit.

Aus dem Unteren Muschelkalk geht wieder ohne scharfe Grenze die obere Abteilung der anisischen Stufe, der Mendeldolomit, hervor. Er vertritt auch in den St. Vigiler Dolomiten den „Oberen Muschelkalk“.

Die Verbreitung des Mendeldolomits ist an jene des Muschelkalks gebunden, mit welchem er bei ebener Schichtlage als helles Felsenband die Waldregion durchzieht. Bei mittelsteilem Einfallen verhält er sich wie der Muschelkalk und bildet gut bewaldete Hänge.

Der Mendeldolomit beteiligt sich am Aufbau von zwei eng benachbarten, in fazieller Hinsicht aber verschiedenen Bereichen:

1. Am Paratscha und überhaupt im ganzen Gebiete östlich des Rauhtales herrscht rein dolomitische Fazies. Vom Unteren Muschelkalk läßt sich hier der Mendeldolomit nur schwer, vom hangenden Schlerndolomit mangels zwischengeschalteter Buchensteiner Schichten und wegen seiner lithologischen Ähnlichkeit ohne Fossilfunde überhaupt nicht trennen. Deshalb ist hier auch seine Ausscheidung in der geologischen Karte unterblieben. Die petrographische Beschaffenheit stimmt mit jener aus den übrigen Dolomitengruppen altbekannten überein: Es ist ein, besonders in den tiefsten Lagen, gutgeschichteter, hochkristalliner, löcheriger Dolomit von heller, oftmals reinweißer Farbe. Nicht selten zeigt er auch einen Stich ins Rötliche. Dadurch unterscheidet er sich halbwegs von den grau bis gelblich gefärbten und außerdem kompakteren Übergangshorizonten des Unteren Muschelkalks. Fossilien konnte ich nicht finden.

2. Westlich des Rauhtales, zwischen St. Vigil und Wengen, liegt der zweite Faziesbezirk. Da es sich hier um eine mehr oder weniger bituminöse Entwicklung handelt, kann man wohl kaum mehr von Mendeldolomit (im strengen Sinne) sprechen. Um keine Verwirrung in die Nomenklatur zu bringen, bleibe ich bei der guten alten Bezeichnung „Mendeldolomit“ und füge hinzu „in bituminöser Fazies“. Er ist ebenfalls ein hochkristalliner, aber feinkörniger, von keinerlei Hohlräumen durchsetzter Dolomit. Seine Farbe variiert je nach dem Bitumengehalt zwischen hellgrau, bräunlich und dunkelgrau.¹⁾ Schon beim Anschlagen heller Gesteinsproben kann man einen schwachen Bitumengeruch feststellen. Die unteren Partien sind gebankt, nach oben zu wird er sehr massig. Einzelne Lagen sind schwach kalkig, brausen dabei bei Behandlung mit verdünnter Salzsäure etwas auf. Eine rein kalkige Entwicklung fehlt jedoch vollständig.

An Versteinerungen fand ich Gastropoden (Turmschnecken), Muscheln (*Pecten*) und Kalkalgen sowie verkohlte Blattreste. Die Fundstellen liegen südöstlich vom Col Fegnus, u. zw. südsüdöstlich von Punkt 1824 am Oberrand einer Felsflucht und südöstlich von der Kreuzspitze.

¹⁾ Nöth gibt in seiner „Geologie des mittleren Cordevolegebietes“ (48, S. 143) eine kurze Schilderung über die bituminöse Ausbildung des Mendeldolomits, welche mit meinen Beobachtungen in den St. Vigiler Dolomiten gut übereinstimmt. Auch ein durchgeführter Vergleich an Handstücken aus beiden Gebieten ließ keinen Unterschied erkennen.

Die Mächtigkeit wechselt sehr stark. Am Paratscha schätze ich den Mendeldolomit auf 100 *m*. Am Rugialdbache ist er etwa 15 *m*, zwischen Pederoa und Campeï höchstens 10 *m* mächtig.

Plattenkalke des Oberen Muschelkalks.

Frau Ogilvie Gordon hatte bereits im Jahre 1910 (49) auf ein dünnes Paket „dunkler, spröder, dolomitischer und bituminöser Kalke . . .“ aufmerksam gemacht, die in der Langkofelgruppe unmittelbar über dem Mendeldolomit folgen.

Frauenfelder (14) konstatierte in den Tessiner Alpen ebenfalls einen stark bituminösen Horizont und belegte ihn mit der Bezeichnung „Grenzzone“.

Inzwischen hat Ogilvie Gordon Belegstücke aus verschiedenen Teilen der Südtiroler Dolomiten gesammelt und seither wiederholt in ihren Arbeiten (1925—1929) auf die Wichtigkeit dieses Horizontes hingewiesen. Es ist ihr Verdienst, dessen Bedeutung erkannt und seine stratigraphische Stellung fixiert zu haben. Das, was frühere Autoren, soweit ihnen diese „Grenzzone“ überhaupt bekannt war, zu den Buchensteiner Schichten rechneten, wird nun auf Grund mehrerer Fossilfunde als höchster Horizont zum „Oberen alpinen Muschelkalk“ gestellt.

Auch in diesem Arbeitsgebiete ist fast überall zwischen dem Mendeldolomit und den untersten Buchensteiner Schichten ein ganz geringmächtiges System dunkler, bituminöser Kalke eingeschaltet. In der Karte ließ sich dieser Horizont nicht eigens darstellen. Er ist zum Mendeldolomit gerechnet.

Soweit die ungünstigen Aufschlußverhältnisse einen Einblick in diese nur wenige, maximal 5 *m* mächtige Zone gestatten, kann man eine Folge von dunklen bis schwarzen Kalken beobachten, deren unterste Partien fast immer dünngeschichtet sind, während die oberen Lagen in Form von 10—20 *cm* dicken Bänken auftreten. Sie sind durchwegs bituminöse Kalke mit kohligem Glanz auf den Kluftflächen, der dadurch entsteht, daß diese mit Bitumenkriställchen übersät sind. Flüssiges Bitumen ist allenthalben zu finden. Der Gehalt an letzterem ist manchmal so groß, daß man beim Zerschlagen des Gesteins ganzen Nestern von zähem Asphalt begegnen kann. Gleichartige Einschlüsse findet man in den Wohnkammern der Ammoniten. Aus einer derselben floß eine ansehnliche Menge Bitumens, welches so zähflüssig war, daß es sich zu einem fast meterlangen Faden ausziehen ließ. Brauneisenkonkretionen konnte ich nicht beobachten. Hingegen fanden sich zwischen dem Paresberg und der Kreuzspitze an einzelnen Stellen Bänderdolomite.

Verhältnismäßig gut aufgeschlossen ist das Paket südlich von Campeï. Dort habe ich im steilen Walde unterhalb des Weges, der von Campo nach Campeï führt, in ca. 1440 *m* Höhe folgendes Profil aufgenommen:

Hangendes: Buchensteiner Schichten.

5. Bituminöser Kalk, z. T. verdeckt. Angenommen 3—5 *m*.

4. Gelbbraune Lettenlage, aus mürben Mergelschiefern entstanden, 0·05 *m*.

3. Fossilführender Kalk, der sich durch besonders hohen Bitumengehalt auszeichnet, 0·20 *m*.

2. Dunkler, bituminöser Kalk 0·50 *m*.

1. Bituminöser Mendeldolomit 5 *m*.

Liegendes: Unterer Muschelkalk mit Hornsteinschnüren und -linsen.

Bemerkenswert ist die reichliche Fossilführung dieses Horizontes und der verhältnismäßig günstige Erhaltungszustand der eingeschlossenen Petrefakten; u. zw. ist die Fauna fast ausschließlich auf die 20 cm mächtige Lage (Nr. 3 im Profil) beschränkt, während man in der nächst tieferen bzw. höheren Bank nur vereinzelte Versteinerungen findet. Da das Gestein ziemlich splütterig bricht, kann man mit Leichtigkeit gute Stücke sammeln. Andererseits ist die ganze Bank durch die bei der Gebirgsbewegung erfahrenen Pressungen in Quadern von ca. 20 cm Kantenlänge zerfallen, was der Erhaltung größerer Einschlüsse ungünstig ist.

Die fossilführende Schichte tritt am Fahrwege nach Campeï, wo fast die ganze Schichtfolge in einer Flexur erschlossen ist, nochmals zutage. Auch hier wird die Ammonitenbank von jener mürben, verwitterten Mergelschichte überlagert.

Es scheint sich um eine lokale Anreicherung und Zusammenschwemmung zu handeln, womit auch das isolierte Auftreten und die Menge der einzelnen Individuen gut übereinstimmt.

Die Fauna selbst besteht fast ausschließlich aus Muscheln und Ammoniten. Außerdem sind sehr selten kleine Gastropoden samt Brut enthalten. Brachiopoden fehlen vollständig. Ebenso konnte ich bis jetzt noch keine Spur von Algenresten entdecken, wie sie Ogilvie Gordon aus dem gleichen Horizont anderer Dolomitenbezirke, z. B. vom Langkofel, beschreibt.

Bestimmt wurden: *Orthoceras* sp.
Meekoceras sp.

Im Hangenden der Plattenkalke, bzw. dort, wo diese fehlen, über dem Mendoldolomit, folgen die Gesteine der ladinischen Stufe. Die St. Vigiler Dolomiten gehören zu jenen verhältnismäßig seltenen Gebieten, in denen bereits unmittelbar über den höchsten Ablagerungen der anisischen Stufe eine grundsätzliche Gliederung in der Faziesentwicklung eintritt. Es lassen sich deutlich zwei vollkommen verschiedene Bildungsbereiche unterscheiden, deren Ablagerungen durch die ganze ladinische Stufe für das betreffende Gebiet ihren lithologischen Charakter wahren.

Im allgemeinen diene folgende Gegenüberstellung zur Orientierung über die Schichtfolge der mittleren Trias in den St. Vigiler Dolomiten:

Wengen—Paresberggebiet (zwischen Wengen- und Gadertal, St. Vigil—Tamers—Antonijoch):	Übriges Aufnahmegebiet:
Raibler Schichten nicht sichtbar	Raibler Schichten
Wengener Schichten	
Buchensteiner Agglomerate + Tuffe	Schlierndolomit
Buchensteiner Schichten	
Plattenkalke	
Bituminöser Mendoldolomit	Mendoldolomit in normaler Ausbildung

Auf der nordöstlichen Seite des Rauhtales liegt der rein dolomitische, auf der gegenüberliegenden Paresbergseite der vulkanische oder doch vulkanisch beeinflusste Faziesbereich. Trotz der Tiefe des Tales ist die Grenze der beiden Bereiche nirgends erschlossen, so daß Ort und Art des Überganges sich nicht feststellen lassen. Der Paresbergzug hat sich längs des Rauhtales so weit in die Tiefe gesenkt, daß die Untergrenze des Dachsteindolomits unter die heutige Talsohle zu liegen kommt. Zweifellos ist dieses tief erodierte und später beträchtlich aufgeschüttete Tal gerade durch den Fazieswechsel bedingt, wie dies auch in anderen Dolomitentälern, wo die Verhältnisse ähnlich liegen, der Fall ist.

Im Gebiete von Wengen vertreten die Tuffe der Buchensteiner und Wengener Schichten die ladinische Stufe. Cassianer Schichten fehlen im kartierten Gebiete.

Buchensteiner Schichten.

Im vulkanisch beeinflussten Bereiche beginnt die ladinische Stufe mit dem ersten Auftreten knolliger, hornsteinführender Kalke, denen grüne Tuffe (*Pietra verde*) zwischengeschaltet sind. Außerdem beteiligen sich Plattenkalke, Kieselkalke, dunkle Kalkschiefer und Bänderkalke an der Zusammensetzung dieser Gesteinsfolge, die wir seit v. Richthofen als Buchensteiner Schichten bezeichnen.

Hinsichtlich deren Verbreitung ergeben sich bedeutende Unterschiede gegenüber den bisherigen Darstellungen. Bei Quattes, westlich der St. Genesius-Kirche in Wengen, fand sich ein noch unbekanntes Vorkommen. (Näheres folgt bei Besprechung der *Pietra verde*.) Auch das Acker- und Wiesenland zwischen Quattes und Pederöa scheint fast ausschließlich in Buchensteiner Schichten zu liegen, wenigstens gehören die darin zutage tretenden Gesteine sowie jene in den Schutthalden der *Pietra verde* an. In der Gegend des Riedberges liegt das z. T. schlecht erschlossene Kammstück nördlich des Überganges (Punkt 1833) bis über den Punkt 1751 hinaus in den Buchensteiner Schichten. Von hier aus lassen sie sich als Steilstufe mit schräg einfallender Schichtfläche durch dichten Wald bis in die Riedwiesen (Punkt 1720) verfolgen. Eine Fortsetzung jenseits dieser konnte ich nicht feststellen. Bisher unbekannt war das Vorkommen in der Schlucht südlich der St. Vigiler Säge. Eine zirka 50 m mächtige, mitunter stark gefaltete Felsmauer zieht aus dieser Schlucht gegen E, bis die reichliche Vegetation der Bergwiese „Roterings“ ihre Ausstriche verdeckt. Man kann die hellen Felsen schon von der Rauhtalstraße aus sehen.

Der Gipfel (richtiger Vorgipfel) der Kreuzspitze (Punkt 2020), auf dem das Kreuz steht, liegt noch im Mendeldolomit und nicht in den Buchensteiner Schichten. Am Fuße des Paresberges stimmen meine Aufnahmen mit der Karte Ogilvie Gordons besser überein.

Der Begriff „Buchensteiner Schichten“ wird in bezug auf seine zeitliche und paläontologische Umgrenzung verschieden definiert. Das Für und Wider soll hier nicht näher untersucht werden, weil das hiesige Verbreitungsgebiet verhältnismäßig klein ist und weil die spärlichen

Fossilfunde keine Stellungnahme gestatten. Bei der Aufnahme im Felde ließ ich mich mehr von lithologischen Gesichtspunkten leiten. In dieser Arbeit werden die eingangs genannten Kalke, Schiefer und Tuffe in ihrer Gesamtheit als Buchensteiner Schichten zusammengefaßt. Sie entsprechen also der Zone zwischen den Plattenkalken und der dunklen Tuffgruppe im Liegenden der Buchensteiner Agglomerate.

Die Buchensteiner Schichten beginnen in der Regel mit geschieferten Bänderkalken, die mit dünnen Lagen von grünem Tuff (*Pietra verde*) wechsellagern. Darüber liegen dann gut geschichtete Knollenkalke, welche vorzugsweise die unteren und mittleren Partien der Buchensteiner Schichten einnehmen. Es sind, wie bereits angedeutet, gut geschichtete feste Kalke, die Bänke bis zu 20 cm Dicke bilden, meistens aber nur 3—5 cm messen. Die Oberfläche der Knollenkalke ist unebenwulstig, was z. T. auf den reichen Gehalt an Hornsteinen zurückzuführen ist. Nicht selten findet man dünne gelbgrüne bis rötliche Mergelzwischenlagen und Mergelüberzüge auf den Schichtflächen. Diese Farbtöne im Verein mit der wulstigen Oberfläche erinnern sehr an manche Reiffinger Kalke in den Nördlichen Kalkalpen (Martinsbühel, Flexenstraße usw.). In vielfachem Wechsel sind auch den Knollenkalken mehr oder weniger dünne Lagen von *Pietra verde* eingeschaltet.

Die *Pietra verde* erlangt ihre größte Mächtigkeit — mindestens 5 m — an einem Feldweg westlich von Quattes in der Gemeinde Wengen. An dieser Stelle wurden bisher Wengener Schichten kartiert. Ein zweites zirka 3 m mächtiges Vorkommen, das ebenfalls bequem zugänglich ist, befindet sich bei Campeï (am Bächlein unweit der großen Zirbe).

Die *Pietra verde* ist ein grüner Tuff von variierender Beschaffenheit hinsichtlich der Zusammensetzung und Korngröße. Dementsprechend ist auch die Farbe kleinen Schwankungen unterworfen. Am häufigsten trifft man hellgrüne Töne (Patina), welche die ganze Tufflage gleichmäßig durchziehen. Ich sammelte aber auch Gesteinsproben, die im frischen Bruch einen hellgrauen (unzersetzten) Kern erkennen ließen. Hauptbestandteile der *Pietra verde* sind: Feldspat, Calcit, Seladonit (chlorithaltiges Silikat, das die Grünfärbung bewirken soll), heller und dunkler Glimmer. Manchmal treten größere Feldspatleisten (bis zu 3 mm) auffällig hervor und verleihen dadurch dem Gestein ein gesprenkeltes Aussehen. In der Anwitterung herrschen hell- bis dunkelgrüne und bräunliche Töne vor. Ein mir von der Westseite des Riedberges vorliegendes Stück zeigt die Braunfärbung durch den hier massenhaft enthaltenen, teilweise verrosteten Biotit (Fe) sehr deutlich.

Als Seltenheit kann man im Walde südlich von Campeï eine Art „Kugeltuff“ beobachten. In einem grobkörnigen, hauptsächlich aus Feldspäten gebildeten Bindemittel liegen gut gerundete Stücke dichter, feinkörniger *Pietra verde* von zirka $\frac{1}{2}$ cm Durchmesser.

In der Schlucht nordnordwestlich von Punkt 1561 (d. i. im Graben südlich der St. Vigiler Säge) fand ich ausnahmsweise eine aus Buchensteiner Kalken stammende Hornsteinknolle im Verbande der *Pietra verde*.

Bei dem kleinen Wasserfall in der genannten Schlucht enthalten die untersten Knollenkalke eine 20—25 cm mächtige Lage von dunkelrotem Hornstein.

Westlich vom Riedberg führen die Kalke in 1720 m Höhe in den Klüften flüssiges Bitumen.

Die Knollenkalke bilden nicht überall den höchsten Horizont der Buchensteiner Schichten, sie sind vielmehr sehr häufig von dunklen, braunen bis schwarzen Plattenkalken überlagert. Das sind dünn- geschichtete, leicht spaltbare Kalke, in denen man kleine Ammoniten und verkohlte Pflanzenreste finden kann. Sie sind bald schwach bituminös, bald sandig, mitunter aber auch tuffig entwickelt. Ein derartiges Vorkommen liegt beispielsweise am Fuße des Paresberges (nordwestlich von Punkt 2023), desgleichen etwas weiter nördlich, oberhalb der in das Rauhtal hinabführenden Runse.

Die höchsten Lagen der Buchensteiner Schichten sind dunkle, bituminöse dünngeschichtete Schiefer, die gelegentlich Ammoniten (? *Trachyceras*) enthalten.

In den obersten Buchensteiner Schichten wurden verschiedentlich Breccienlagen beobachtet. Es handelt sich um dickgebante, feinkörnige Breccien, die von manchen feinkörnigen Agglomeraten bloß durch das Fehlen des tuffigen Bindemittels zu unterscheiden sind. Bei Betrachtung frischer Bruchstellen lassen sie sich leicht auseinander halten. Im angewitterten Zustande hingegen wird die Ähnlichkeit insofern erreicht, als der relativ härtere Hornstein den Atmosphärien gegenüber größeren Widerstand leistet als der von ihm umschlossene Kieselkalk. Der Hornstein bildet daher erhabene Krusten mit rauher Oberfläche und sieht dadurch dem Bindemittel der Agglomerate sehr ähnlich.

Die Mächtigkeit der Buchensteiner Schichten beträgt 40—60 m. Die intensive Fältelung könnte manchmal größere Beträge vortäuschen.

Die Buchensteiner Schichten sind verhältnismäßig arm an Versteinerungen. Lediglich die oberste Zone lieferte eine befriedigende Ausbeute. In der folgenden Liste bedeutet (u.) untere, (o.) obere Buchensteiner Schichten.

<i>Daonella tyrolensis</i> Mojs.	Campei (o.),
„ cf. <i>tyrolensis</i> Mojs.	nordnordwestlich vom Riedberg, nördlich von Punkt 1893 (u.),
„ <i>badiotica</i> Mojs.	Campei (o.),
„ cf. <i>Pichleri</i> Gumbel.	Rauhtal, östlich von Punkt 1751 (o.),
„ <i>Taramellii</i> Mojs.	Campei (o.),
„ sp.	Campei (o.),
<i>Posidonia wengensis</i> Wissm.	nordöstlich von Campei,
<i>Protrachyceras Reitzii</i> Boeckh.	Wengen, ¹⁾
? <i>Trachyceras</i> sp.	östlich der Kreuzspitze (o).

Landschaftlich präsentieren sich die Buchensteiner Schichten als steile, von kleinen Wandfluchten durchzogene Hänge. Der vielfache Wechsel von harten und weichen Lagen im Vereine mit dünner Bankung begünstigte die starke Faltung dieser Gesteine. Der Geübte kann daran die Buchensteiner Schichten schon aus einiger Entfernung leicht erkennen. Derartige Faltungen sind besonders schön bei der Säge in Pederoa und am Wege von Campo nach Campei zu beobachten.

¹⁾ Aus der Sammlung des „Museum Ferdinandeum“ in Innsbruck.

Buchensteiner Agglomerate — Tuffe.

Überall dort, wo die Buchensteiner Schichten als Kalke mit zwischengeschalteten Tuffen entwickelt sind, werden sie von den sogenannten Buchensteiner Agglomeraten überlagert. Cornelius (9) bezeichnet diese Bildungen sehr treffend als Explosivtuffe, Ogilvie Gordon nennt sie auch Tuffkalkbreccien (50).

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Buchensteiner Agglomerate liegen stets konkordant zwischen den Buchensteiner Kalken und Wengener Schichten. Eine Unterlagerung durch letztere oder Einbettung in diese käme eventuell nur für das kleine Vorkommen nordöstlich von Punkt 1868 (Gebiet südlich vom Paresberg) in Frage. Größere Verbreitung erlangen die Agglomerate in dem schon öfters erwähnten Graben südlich der St. Vigiler Säge, wo sie am orographisch rechten Gehänge des Grabens eine zirka 80 m hohe Felswand aufbauen, an deren Oberrand der sogenannte „Col de scoffer“ (Punkt 1561) liegt. Bisher wurden hier Werfner Schichten kartiert. Der nördliche Teil der Riedwiesen liegt ebenfalls in Explosivtuffen. Vom Riedberg lassen sich die Schichtköpfe der Agglomerate als maximal 30 m hohe Mauer fast 1 km weit gegen S verfolgen. Die übrigen Vorkommen stimmen im großen ganzen, abgesehen von kleinen Abweichungen, zur Darstellung in der Karte Ogilvie Gordons.

Unbekannt waren die Aufschlüsse gegenüber dem Bade „Romeslungs“ (Rumschlungs) sowie im innersten Wengental, östlich von Punkt 1848.

In einem grünlichgrauen bis braunen, tuffigen Bindemittel liegen zahlreiche Einschlüsse von hellen Gesteinsstücken, zumeist Kalken, die sich stets als beim Aufstieg des Magmas zertrümmertes Material der Buchensteiner Schichten erweisen. Viel spärlicher sind schwarze Hornsteine enthalten. In der wilden Runse am Paresberg-Westabsturze fand ich in zirka 1880 m Höhe im Verbands der Buchensteiner Agglomerate ein Stück *Pietra verde*. Sichere Einschlüsse von Gesteinen älterer Formationen waren nicht zu finden. In der Gegend des Riedberges sind manchmal kleine Augitporphyritrocken zu beobachten. Die Verteilung der Einschlüsse ist sehr verschieden. Bald sind sie so gehäuft, daß das Bindemittel ganz zurücktritt, bald wieder sind in letzterem nur wenige Kalkstücke enthalten. Auch die Korngröße ist schwankend. Sie bewegt sich im allgemeinen um 1—3 cm. Ganz feinkörnige Lagen wechseln mit grobkörnigen. Stellenweise, z. B. am Abbruch des Riedberges gegen W, sind kleine Schollen von deutlich gebankten Buchensteiner Kalken enthalten. Die einzelnen Körner sind eckig, kantestumpf oder gerundet. Das Bindemittel ist Tuff, der bei angewitterten Agglomeraten ein schlackenartiges Aussehen annehmen kann.

In der Schlucht südlich der St. Vigiler Säge fand ich im dichten Tuff der untersten Agglomerate Pyrit in Würfeln und Kombinationen.¹⁾

Knapp unter dem Gipfel des Riedberges enthalten die obersten Agglomerate etwa 1 m unter der Hangendgrenze eine 5 cm mächtige Lage von dunklen Schiefen mit unbestimmbaren Ammonitenresten.

¹⁾ Nach Aussage des Müllers Compoyer in Wengen wurde Pyrit früher auch in den Felsen gegenüber der Mühle, wo ich ebenfalls Agglomerate kartierte, gesammelt.

Die Fundstelle liegt in zirka 1930 *m* Höhe am Abstieg vom Gipfel zum Punkt 1833.

Im Gelände bilden die Agglomerate steile, spärlich mit Gras überzogene Hänge oder deutlich gebankte Mauern (Riedberg-Westseite).

Ohne irgendwelche Anzeichen einer Grenze gehen aus den Buchensteiner Agglomeraten ganz allmählich dunkle Tuffe hervor. Eine Abtrennung dieses geringmächtigen Paketes ist in der Regel nicht durchführbar. Deshalb habe ich diesen Horizont in der Karte nicht eigens ausgeschieden, sondern zu den Agglomeraten geschlagen. Oberhalb der erwähnten Schiefer am Riedberg steht eine tiefschwarze Tufflage an, die Spuren einer *Daonella* und eines Ammoniten enthielt. Ob diese Tuffe noch zum Buchensteiner Horizont gehören oder schon Wengener Alter haben, bleibt unentschieden. Vermutlich handelt es sich um einen Teil dessen, was Ogilvie Gordon als „Palagonittuffe“ bezeichnet.

Da diese Tuffeinschaltung wie überhaupt die Grenze gegen die Wengener Schichten schlecht erschlossen und bisweilen (am Riedberg) schwer zugänglich ist, mußte ich auf eine genaue Untersuchung verzichten.

Bemerkenswert ist das vollständige Fehlen von primär gelagertem Augitporphyr. Hingegen sind zwei kleine Vorkommen von Plagioklas führenden Laven zu verzeichnen. Das eine liegt bei der St. Barbara-Kirche in Wengen, das andere im unteren Teile der Riedwiesen auf zirka 1600 *m* Höhe.

Wengener Schichten.

Als Wengener Schichten wurden in dieser Arbeit jene Tuffablagerungen von mittelladinischem Alter ausgeschieden, die abseits der Dolomitstöcke im Hangenden der Buchensteiner Agglomerate, genauer auf deren geringmächtiger Tuffauflagerung (s. oben), folgen.

Die Wengener Schichten sind ausschließlich auf den westlichsten Teil des Aufnahmegebietes beschränkt, von wo sie nach ihrer Entdeckung durch Lommel die Bezeichnung „Schichten von Wengen“ erhalten haben. Ein Vergleich meiner Eintragungen in die geologische Karte mit den bisherigen Aufnahmen läßt bedeutende Unterschiede hinsichtlich der Horizontalerstreckung erkennen. Während die älteren Karten zwischen dem Riedberg (1940 *m*) und der Holzknechtthütte im sogenannten Harrasserwald bei Punkt 1519 (Rauhtalseite) die Signatur für Wengener Schichten enthalten, bin ich auf Grund gewissenhafter Begehungen zur Ansicht gekommen, daß dies nur für den obersten Teil der Riedwiesen zutrifft, weil ich im tieferen Gehänge sichere Campiller Schichten (Fossilfunde usw.) nachweisen konnte. Auch im eigentlichen Wengen ist die Verbreitung der Wengener Schichten nicht so groß, als man bisher angenommen hatte. Mancher Aufschluß zeigte hier typische Buchensteiner Agglomerate.

Neu sind zwei Aufschlüsse im innersten Wengener Tal: nordöstlich bzw. östlich von Punkt 1848, ungefähr dort, wo die Dolomitwände des Neuner sich dem Paresberg nähern.

Ogilvie Gordon (50) hat eine Aufteilung der Tuffgruppe in „Palagonittuffe“ und Wengener Schichten (sensu stricto) versucht. Diese Gliederung konnte ich in diesem Gebiete nicht durchführen. An der Westseite des Riedberges (1940 m, oberhalb Wengen) habe ich den Übergang von den Agglomeraten zu den Wengener Schichten verfolgen können und dabei festgestellt, daß letztere bereits in ihren tiefsten Lagen auffallend große Ähnlichkeit mit jenem höheren Horizont aufweisen, den Ogilvie Gordon als Wengener Schichten bezeichnet. Außerdem kann man in den Halden am Westabsturze des Riedberges zahlreiche Fossilien (Wengener Typen) finden, die nur vom Oberrand jener hohen N-S streichenden Felsmauer stammen können, wo die Schichtgrenze (liegende Buchensteiner Agglomerate, hangende Wengener Schichten) verläuft. Diese Momente — lithologische Übereinstimmung und Fossilführung — haben mich also bewogen, den ganzen Tuffkomplex über den Buchensteiner Agglomeraten als Wengener Schichten zu bezeichnen. Übrigens fehlt es in den vegetationsreichen Böden der Wengener Schichten an hinlänglichen, namentlich an durchgehenden Aufschlüssen, die eine weitergehende Zergliederung gestatten würden.

Am Riedberg beginnen die Wengener Schichten mit dunklen, feinkörnigen, scharfkantig splittrenden Tuffen, denen eiförmige Gebilde eingelagert sind, die man vielleicht als „Tuffbomben“ auffassen kann. Damit meine ich jene kopfgroßen, wohlgerundeten Tuffkugeln und -ellipsoide, auf welche schon Trautwein in seiner Arbeit über die Geißlergruppe (67) aufmerksam gemacht hat. Eine derartige Bombe kann man schälen wie eine Zwiebel, indem sich zahlreiche Schalen von $\frac{1}{2}$ bis 1 cm Dicke ablösen lassen, bis schließlich ein kleiner, relativ harter (weil unverwitterter) Kern von Nuß- bis Eigröße übrigbleibt.

Die Tuffschiefer sind meist ganz erfüllt mit Versteinerungen, vor allem Daonellen.¹⁾ Trotzdem will es nur selten gelingen, schöne und große Exemplare zu bekommen, weil die einzelnen Schalenklappen sich meist übergreifen. Gänzlich fossilfreie Tuffe habe ich nirgends auf größere Erstreckung verfolgen können. Selbst in grobkörnigen, grünen Tuffen waren noch vereinzelt Daonellen zu finden. Bezüglich der Verbreitung von Ammoniten habe ich die Beobachtung gemacht, daß kleine Formen fast überall vorkommen, größere Exemplare hingegen nur in den tiefsten und in den höchsten Horizonten enthalten sind. Verkohlter Pflanzehäcksel ist hauptsächlich in feinkörnigen, grauen und blaßgrünen Tuffen eingehettet, gut erhaltene und bestimmbare Pflanzenreste sind sehr selten.

Auf diese etwa 3—5 m mächtige Bildung folgen dann schon die typischen Wengener Schichten: graue, graugrüne und grüne, äußerst feinkörnige Tuffe, die fast immer verkohlte Pflanzenreste und nicht selten auch kleine Ammoniten (*Trachyceras*-Formen) von 1 bis 2 cm Durchmesser heherbergen. Mit ihnen zusammen erscheinen dünntafelige, graubraune Tuffschiefer, welche die Hauptmasse der Wengener Schichten bilden. Daneben spielen graue Mergel und Schiefer, braunrote, kieselige Kalke und graue Kalksandsteine nur eine ganz untergeordnete Rolle.

¹⁾ Das massenhafte Vorkommen ist auch der einheimischen Bevölkerung seit langem bekannt und Anlaß zu einem regen Handel geworden. In Wengen werden die flachen, radial berippten Schalen der *Daonella* allgemein als „Sonnen“ bezeichnet.

Unweit des Paresberges treten vereinzelt, so z. B. in der Umgebung der Hirtenhütten bei Punkt 2023, braune Kalksandsteine und Kalke auf, die stark an Cassianer Schichten erinnern, von diesen sich jedoch durch das Vorwalten der Leitfossilien für die Wengener Schichten, *Daonella Lommeli* und *Posidonia wengensis*, unterscheiden. Aus einem derartigen Kalke stammt ein gut erhaltenes Exemplar von *Orthoceras elegans* Münster. Echte Cassianer Schichten wurden hier nirgends beobachtet. Die Nordgrenze ihrer Verbreitung liegt bereits südlich des Wengener Tales in den Armentara-Wiesen.

In fossilereen Tuffen der Wengener Schichten finden sich hübsche Pyritkugeln mit zirka 3 cm Durchmesser, die wahrscheinlich Hohlraumausfüllungen darstellen.

An manchen kleinen Ammoniten kann man einen roten Überzug beobachten, dessen Natur nicht zu ermitteln war. Vielleicht sind es feinste Ausblühungen von Manganverbindungen.

Gips konnte in den Wengener Schichten dieses Gebietes nicht gefunden werden.

Die Mächtigkeit der Wengener Schichten schwankt zwischen 50 und 150 m.

Nachfolgend bringe ich eine Zusammenstellung der von mir in den Wengener Schichten gefundenen Versteinerungen einschließlich einiger Museumsexemplare, die in der Liste mit + bezeichnet sind.¹⁾

<i>Daonella Lommeli</i> Wissm.	Oberhalb Alt-Wengen; oberhalb Ciablun; am Riedberg; in den Riedwiesen; im Paresberggebiet, und zwar nördlich und nordnordwestlich von Punkt 1868; ost-südöstlich von Punkt 2023.
<i>Posidonia wengensis</i> Wissm.	Wengen; Alt-Wengen; oberhalb Ciablun; im Paresberggebiet; nordnordwestlich von Punkt 1844 und ost-südöstlich von Punkt 2023.
<i>Avicula globulus</i> Wissm.	Fast überall zusammen mit <i>Daonella Lommeli</i> und <i>Posidonia wengensis</i> .
<i>Orthoceras elegans</i> Münster	Südlich vom Riedberg und ost-südöstlich von Punkt 2023.
+ <i>Trachyceras Archelaus</i> Laube	Wengen.
„ ? <i>doleriticum</i> Mojs. ..	Riedberg — SW.
„ sp.	Wengen; ober Alt-Wengen; nördlich von Ciablun; Riedberg; nordöstlich von Punkt 1868.
+ <i>Protrachyceras ladinum</i> Mojs.	Wengen.
+ <i>Joannites</i> n. f. ind.	Wengen.
„ cf. <i>trilobatus</i> Mojs.	Paresberg — S (nordöstlich von Punkt 1868).
+ <i>Monophyllites wengensis</i> Klipst. ..	Wengen.
„ cf. <i>wengensis</i> Klipst.	Riedberg — SE.
„ sp.	Riedberg — SW.
<i>Arcestes</i> sp.	Nordöstlich von Punkt 1868; in den untersten Wengener Schichten am Unterlauf des Ruggaldbaches (bei der Brücke).
<i>Proarcestes estnensis</i> Mojs.	Im Gehänge oberhalb Alt-Wengen.
Fischschuppe	Wengen.
Farnfederchen	Nördlich von Ciablun.
<i>Voltzia</i> Brongniart sp. indet. ...	Nordöstlich von Ciablun.
? <i>Zamites</i>	Wengen.

Im Gelände erweisen sich die Wengener Schichten als äußerst charakteristisches, leicht zu erkennendes Gestein. Sie bilden nur ganz

¹⁾ Ans dem „Museum Ferdinandeum“. Ohne nähere Fundortsangaben, aber der Vollständigkeit halber hier einbezogen.

selten steile, kahle Hänge. Fast immer sind sie — oft zum Leidwesen des Geologen — unter einer üppigen Vegetationsdecke verhüllt. Ihre Fähigkeit, das Niederschlagswasser wie ein Schwamm zu sammeln und langsam wieder abzugeben, macht sie zum wichtigsten Quell- und Kulturhorizont des Gebietes. Quellen versiegen erst nach monatelanger Trockenheit. Die Wasseraufspeicherung hat aber auch Sumpfbildungen und Solifluktionen im Gefolge, wovon man sich am besten innerhalb Spessa sowie oberhalb der Siedlungen Campej, Rung und Biej überzeugen kann. An den genannten Orten sind Fließbewegungen nach Art eines zähflüssigen Breies erfolgt. Daß das Gelände auch heute noch in Bewegung ist, verraten schiefstehende Bäume, frische Rutschstellen, Risse usw.

Das Verwitterungsprodukt der Mergel ist ein zäher blaugrauer Lehm, jenes der Tuffe und Schiefer¹⁾ eine dunkle fruchtbare Erde. Ehemals eine Alpe, ist Wengen heute dank seiner guten Böden durch jahrhundertelange Bearbeitung eine relativ dichtbesiedelte Berggemeinde geworden.

Schlerndolomit.

Im Gebiete östlich des Rauhtales setzt sich die Riffbildung durch die ganze ladinische Stufe hindurch fort. Von der Ablagerung des Mendeldolomits an bis in die karnische Stufe (Raibler Schichten) herrscht rein dolomitische Fazies. Der Schlerndolomit umfaßt hier die Horizonte der Buchensteiner, Wengener und Cassianer Schichten.

Verbreitung: im E des Rauhtales beteiligt er sich am Aufbau des Gebirges zwischen St. Vigil und dem Pragser Wildsee und reicht dabei noch beträchtlich über das Aufnahmegebiet hinaus in die nordwärts anschließenden „Olinger Dolomiten“. Die bedeutendsten Erhebungen in dieser Zone sind: Piz da Peres (2507 m) und Dreifingerspitz (2475 m), getrennt durch das Foscheduratal vom Paratscha oder Col di Latsch (2451 m) und Campospitz (2331 m). Die nördliche Einfassung des Grünwaldtales, die sogenannte Hochalpe, mit ihrem östlichen Ausläufer, dem Schwarzen Berg (2088 m), liegt ganz im Schlerndolomit, im S des Tales sind nur mehr zwei größere Erosionsreste erhalten geblieben. Zirka 8 km weiter südlich taucht infolge einer Verwerfung der Schlerndolomit an den Südabstürzen der Eisengabel auf. Hier bildet er in 2000 m Höhe im Liegenden der Raibler Schichten eine kleine Felsflucht. Dieser Aufschluß ist das einzige Vorkommen sichtbaren Gesteins ladinischen Alters im Innern des Sennes-Fanes-Hochlandes.

1) Die Analyse eines Wengener Tuffschiefers ergab (26):

CaCO ₃	80.4
SiO ₂	16.0
Fe ₂ O ₃	1.4
Mn ₂ O ₄	1.0
H ₂ O.....	1.1
Spuren von Chlor, Schwefelsäure und Phosphorsäure.	

Summe.. 99.9

Der Schlerndolomit ist ein massiger, häufig in mächtige, viele Meter dicke Bänke (Krippesgebiet) gegliederter Dolomit von schneeweiß bis grauer Farbe. Untergeordnet treten wohl auch rötliche, gelbe, graue, auch graublau und braune Farbentöne auf (S und SW der Hochalpenhütten). Hingegen konnte ich rote, schieferige Lagen hier nirgends bemerken. Die Verwitterungsfarbe ist grau, durch Eisenverbindungen auch gelb und rötlich. Im allgemeinen ist der Schlerndolomit ähnlich wie der Mendeldolomit ziemlich feinkristallin und porös bis drusig. Mitunter ist er auch dicht und dann fast immer kieselig ausgebildet, was durch Strichproben festgestellt wurde (Kreuzjoch—Hochalpe). Eine kalkige Entwicklung des Schlerndolomits habe ich im Gebiete nicht beobachten können.

Die obersten Schlerndolomitlagen sind am Campospitz (östlich vom Paratscha) ganz erfüllt mit oolithischen Bildungen von 1 bis 2 cm Durchmesser, die beim Betupfen mit verdünnter Salzsäure schwach brausen. Bemerkenswert ist ferner das Auftreten von „Großoolithischen Strukturen“, welche in der Anwitterung eine knollig-höckerige Oberfläche zeigen. Sie sind sicher auch eine fossile Sinterbildung, ähnlich den Großoolithen im gleichaltrigen (ladinische Stufe) Wettersteinkalk der Nördlichen Kalkalpen.

Für die höchsten Schlerndolomitlagen bezeichnend ist auch eine aus der Ferne (etwa von der Krippesalpe gegen Cacagnares) gut sichtbare Bankung, bzw. Schichtung.

Bestimmbare Fossilien konnte ich nirgends finden.

Östlich und westlich vom Kreuzjoch ist der Schlerndolomit auffällig stark mylonitisiert, ohne daß man jedoch „Mylonitzonen“ abgrenzen kann.

Die Mächtigkeit beträgt, soweit sie sich im Rauhtal und im Grünwaldtal schätzen läßt, mindestens 500 m.

Der Schlerndolomit zählt daher auch in den St. Vigiler Dolomiten zu den Hauptfelsbildnern. Steile Hänge und pralle, nur von wenigen Klüften durchzogene Wände mit Ansätzen zu schlanken Türmen (Nordseite des Paratscha) sind für ihn charakteristisch. Tief eingeschnittene, mit Bergsturzmaterial und Schutt erfüllte Täler verleihen der Landschaft ein eigenartiges Gepräge.

Der Schlerndolomit zeugt wenig fruchtbare Böden, bloß auf den Höhen der Hochalpe kann eine ärmliche Almwirtschaft betrieben werden. Die Felsen sind brüchig, nur dürrig mit Gras und Latschen bewachsen. In tieferen Lagen stocken auf dem Schlerndolomit schütterere Föhren-, Fichten- und Lärchenwälder.

Raibler Schichten.

Vollkommen konkordant liegen zwischen dem Schlern- und Dachsteindolomit als Sedimente der karnischen Stufe die Raibler Schichten eingebettet.

Im N des Aufnahmebezirkes lassen sich ihre Schichtköpfe als schmales, gelbgrünes Band vom Herrstein über Punkt 1705, einer Felskanzel am Südostufer des Prager Wildsees, mit mehreren durch Schutthalden verursachten Unterbrechungen gegen Krippes und dann rechtwinklig nach

S abbiegend über Punkt 2011 entlang der Runse „Rü de Würz“ bis ins Rauhtal verfolgen, wo sie unter einem großen Schuttkegel verschwinden. Auf ihre Fortsetzung unter der heutigen Rauhtalsole weisen die Vorkommen im Kessel von Fanes. Dort zeigt der südlich von Pederü liegende, nach N offene Quelltrichter bei günstiger Beleuchtung die charakteristische grünliche und rötliche Gesteinsbänderung der Raibler Schichten in der oberen Hälfte der Böschung. Gegen 200 m südlich bilden sie in der Talweitung dann wieder die untersten Felspartien zu beiden Seiten. Am Südgehänge der Eisengabel trifft man vereinzelte, dünn-geschichtete Aufschlüsse $2\frac{1}{2}$ km weit gegen W. Im SE, wo sie sich durch ihre bunte Färbung auffällig von den überlagernden Dachsteindolomitwänden des Vandsalé abheben, biegen sie zum tiefen Einschnitt bei Punkt 2360 hinauf. Ihre östlichst erschlossene Fortsetzung liegt im Vallon da Mez.

Wo sich die Raibler Schichten nicht schon morphologisch zu erkennen geben, erleichtern ihre lebhaften, dabei aber immer unreinen Farbentöne die Unterscheidung vom Nachbargestein. Alle Farbschattierungen von rot, gelb, grün, blau, braun bis dunkelgrau sind hier vertreten.

Am besten lassen sich die eigenartigen, sehr wechselnden lithologisch-petrographischen Verhältnisse in einem Detailprofil veranschaulichen;

Profil auf Caca gn ares, dem Einschnitte von Punkt 2013 am Übergang von Krippes ins Grünwaldtal:

Liegendes: Dünnebankter Schlerndolomit.

Die untersten Partien der Raibler Schichten, eventuell noch oberste Schlern-dolomitlagen, bilden eine Folge von dünngeschichtetem Dolomit, wobei härtere, der Erosion besser widerstehende Lagen mit weichen, zu feinem Grus verwitternden Bänken wechsellagern. Es ist ein feinkörniger, kristalliner Dolomit, der meist gelblich verwittert und bisweilen dünne Krusten von Brauneisenerz trägt.

Darüber folgt ein dem beschriebenen ähnlicher, in der Verwitterung aber doch nicht so intensive Färbung zeigender Dolomit, dem in stratigraphisch höheren Lagen in geringer Mächtigkeit leicht verwitternde, rote, grünblaue bis grüne, dolomitische Mergel (mit verdünnter Salzsäure schwach brausend) eingeschaltet sind.

Hierauf beginnt ein mehrfacher Wechsel von dünnen Dolomitbänken mit mürben, zu dunklem, manchmal fast schwarzem Mulm verwitternden, braunen und grünen Dolomitmergeln und Schiefern. Auch eine kalkige Bank wurde beobachtet. Aufschlüsse am tiefsten Punkte des Sattels.

Die höheren Horizonte werden durch eine Reihe von Dolomitbänken mit weichen, verwitterten Zwischenlagen gebildet, deren genaue Untersuchung infolge Verschüttung unmöglich ist.

Hangendes: Wohlgeschichteter Dachsteindolomit.

Die beschriebenen Ablagerungen sind nur an der Westseite des Überganges erschlossen. Die Ostseite ist vollkommen von Schutt verhüllt.

Die Gesamtmächtigkeit der Raibler Schichten erreicht hier zirka 30 m.

Von den Raibler Schichten auf der Südseite des Krippestales gibt Frau Ogilvie Gordon (50, S. 326) ein Profil, das sie südöstlich der unteren Hütten aufgenommen hat, das sich aber nicht ganz mit meinen Beobachtungen deckt. Die wiederholten Bemühungen, ein lückenloses Profil von dieser Lokalität zu bekommen, scheiterten leider an der Unzugänglichkeit einiger wichtigen Stellen. Immerhin kann ich aber folgende neuen Gesteinstypen angeben, die ich bei verschiedenen Begehungen im Gebiete südöstlich der unteren Krippeshütten gesammelt habe:

a) Ziemlich verbreitet ist ein grünlichgrauer, hell anwitternder Dolomitmergel mit starkem Tongeruch. Mit verdünnter Salzsäure betupft, braust er nur ganz schwach.

An frischen Bruchstellen, besonders aber an der angewitterten Oberfläche, sind zahlreiche Brauneisenerzkörner von unregelmäßiger bis kugeligter Gestalt (Kügelchen bis 2 mm Durchmesser), mitunter auch krustenförmige Überzüge zu beobachten.

b) Ein zumindest für obigen Fundort bisher nicht bekanntes Gestein fand ich an verschiedenen Stellen im Schutt der Raibler Schichten, nämlich einen hochkristallinen, dunkelrot und grün gefärbten Dolomit, der bei flüchtiger Betrachtung einen feinkörnigen Crinoidenkalk vortäuschen könnte. Die Behandlung mit verdünnter Salzsäure ergab überraschenderweise völlige Dolomitisierung. Bemerkenswert ist, daß in der Gesteinsprobe viele Querschnitte von Crinoiden zu sehen sind.

c) Nordwestlich von Punkt 2011 ist in einer Mächtigkeit von mehreren Metern ein granblauer Kalk mit Kieselknollen erschlossen.

d) Eine oolithische Bildung: Winzige Eisenerzkügelchen, bis 1 mm Durchmesser, von radialstrahligem Bau und gelbbrauner Kernpartie sind durch ein dunkelrotes (? limonitisches) Bindemittel verkittet.

Die übrigen Gesteinstypen sind schwach kalkig bis rein dolomitisch. Zum Teil sind es graue, grobspätige Dolomite, denen kleine Rasen von Dolomitekristallen aufsitzen, oder bunt, gelb und rötlich gefärbte, feinkörnige dolomitische Bäuke, die besonders für die mittleren Horizonte charakteristisch sind.

Ogilvie Gordon (50, S. 326) hat erstmalig die Raibler Schichten dieses Gebietes auch paläontologisch belegen können. Die Fossilführung ist nur ganz gering. Am häufigsten sind Steinkerne oder Hohldrücke von Megalodonten.

Ich fand in den Raibler Schichten folgende Versteinerungen:

<i>Apiocrinus</i> sp.	} Krippetal, nördlich von Punkt 2011.
<i>Myophoria</i> sp.	
<i>Megalodon</i> sp.	

Morphologisch treten die Raibler Schichten besonders auffällig in Erscheinung. Sie bringen eine wohltuende Abwechslung in die überwältigende Szenerie der kahlen, bleichen Dolomitmassen durch Farbenwechsel, Gliederung des Aufbaues, Wasserspeicherung und Vegetationsförderung. Bei flachem Einfallen treffen wir sie als begrünte Terrasse, die das Liegende schützt, bei steilerem (Cacagnares, Forcella) entstehen infolge der leichteren Verwitterbarkeit (selektive Erosion) tiefe Einschnitte, welche den Verkehr begünstigen und Weganlagen erleichtern.

Dachsteindolomit.

Die Raibler Schichten werden im ganzen Gebiete vom Dachsteindolomit überlagert. Die alte Bezeichnung „Dachsteinkalk“ für dieses Gestein ist nach den neueren Forschungen unhaltbar geworden, weil für die höchsten, kalkig entwickelten Partien liasisches Alter festgestellt wurde (34). Der Dachsteindolomit umfaßt in den St. Vigiler Dolomiten die norische und — wie in den folgenden Kapiteln noch begründet wird — auch noch die rhätische Stufe.

Die weite Verbreitung des Dachsteindolomits geht aus der Karte deutlich hervor. Als gewaltige Riffplatte erstreckt er sich über einen Großteil des Gebietes und bildet die weiten Dolomitekessel von Sennes-Fanes, in denen auch noch jüngere Gesteine zum Absatz gekommen sind. Eine Reihe von bekannten, wenn auch nicht höchsten Gipfeln, liegen im Dachsteindolomit: im S die Lavinores (2460 m), die Croda de grand Vallon (2612 m) und der Falé (2268 m), im W — jenseits des tief eingeschnittenen Rauhtales — die Eisengabel (2532 m) und

der Paresberg (2397 *m*). Im N flankiert der Monte Sella di Vigil (2669 *m*), der Ricegon (2652 *m*) und die Senneser Kaarspitze mit 2663 *m*. Am Aufbau der übrigen höchsten Spitzen beteiligt sich ebenso wie an der Einfassung der Hochfläche von Sennes im E (Hohe Gaisl) vorwiegend Liaskalk.

Über den bunten Mergelschiefern der Raibler Schichten folgt zunächst ein im Handstück dem Schlerndolomit sehr ähnliches Gestein, das aber im Gegensatz zu diesem auffallend gute Schichtung zeigt. Es ist ein heller, ziemlich reiner Dolomit, von zahlreichen Hohlräumen durchzogen, deren Wände mit Calcit- und Dolomitrasen besetzt sind. Auch äußerlich zeichnet sich der Dachsteindolomit durch seinen Reichtum an aufgewachsenen Kristallen aus, die Größen bis zu 3 *cm* erreichen können. Der höchste Horizont ist häufig mit bis zu 1 *dm* dicken, schön gebänderten Sinterbildungen überzogen, deren parallel angeordnete Individuen senkrecht zu den Schichtflächen stehen.

Etwa 100 *m* über der Liegendgrenze treten im Verbands des Dolomits dünne, gelbgrüne Einlagerungen von dolomitischen Mergeln auf, die aus der Ferne Raibler Schichten vortäuschen können. Gut zu beobachten ist diese Erscheinung zwischen Krippes und Tamers. Ähnlich verhält es sich im innersten Wengental mit einem kleinen Vorkommen nordnordöstlich von Punkt 2003 und vielleicht — nach unverbindlichen Fernbeobachtungen — auch am Fuße des Neuner (Nonores) und am Armentaraberg in der benachbarten Kreuzkofelgruppe.

Die Hauptmasse des Dachsteindolomits ist gleichmäßig dolomitisch entwickelt. Eine rein kalkige Ausbildung habe ich nirgends getroffen. Schwach kalkige, aber nicht horizontbeständige Lagen sind allenthalben zu konstatieren.

Im frischen Bruch ist der Dachsteindolomit stets hell (weiß bis grau oder mit einem Stich ins Rötliche), in der Anwitterung weiß, grau, gelb, ockerfarben und braun. Die höchsten Bänke sind oft schneeweiß und hochkristallin.

Vom normalen Gesteinscharakter abweichende Verhältnisse sind sehr selten. Am Kleinen Seekofel ist in der steilen Rinne, die von der Scharte bei Punkt 2614 in das Grünwaldtal zieht, eine himbeerrote dolomitische Lage erschlossen.

In den untersten Felsen knapp über den ansgequetschten Wengener Schichten an der Südseite des Paresberges kommt dichter Hornstein vor. Das Lagerungsverhältnis ist dort recht eigenartig. Man sieht eine zirka 2 *m* mächtige Anhäufung von roter und grünlichgrauer Hornsteinsubstanz, deren randliche Partien sich in kleine Apophysen auflösen, die das umgebende Gestein wurzelartig durchziehen. Aus der Literatur ist mir etwas damit Vergleichbares bisher nicht bekannt geworden. Dasselbe Gestein beobachtete ich auch als Haldenstück im Graben westlich vom Paresberg in zirka 1820 *m* Höhe.

Im oberen Krippestal und im Bereiche der Alpe Fodara Vedla kann man sehr häufig mylonitisierten Dolomit finden. Scharf begrenzte Mylonitzonen lassen sich jedoch auch hier nicht feststellen. Die Gesteinszertrümmerung an der Kriegsstraße auf Fodara Vedla rührt z. T. von Sprengungen her.

Im gletschergerundeten Terrain nordnordöstlich vom Monte Sella di Sennes, u. zw. nordnordwestlich von Punkt 2334 zeigt der Dachsteindolomit bescheidene Ansätze zur Verkarstung, die sich aber mit jener der Liaskalke kaum vergleichen lassen.

Der Dachsteindolomit ist dem Alter nach der zweite Hauptfelsbildner in den St. Vigiler Dolomiten. Seine größte Mächtigkeit erreicht er im Rauhtal bei Tamers mit fast 1000 m.

Er birgt eine individuenreiche, aber artenarme Fauna, von der jedoch meist nur mehr die Steinkerne oder Hohldrücke erhalten sind. Beim Zerschlagen des Gesteins spalten häufig diese Steinkerne längs vorgezeichneten Klüften, so daß nur selten etwas Bestimmbares übrigbleibt. Meine Funde waren:

<i>Myophoria</i> sp.	Krippes, Fodara Vedla		
<i>Megalodon</i> sp.	"	"	Rauhtal, Paresberg.
<i>Turbo</i> sp.	"	"	"

Für die Gestaltung des Landschaftsbildes ist der Dachsteindolomit hier ausschlaggebend. Es sei nur auf das Rauhtal verwiesen, dessen großartige Felsszenerie zur Hauptsache im Dachsteindolomit liegt. Dort läßt sich der Gesteinscharakter am besten studieren: steile, schrofige, mit Schutt überstreute Hänge wechseln mit prallen, fast horizontal geschichteten Wänden (Tamerser Wand). Wo der Dolomit nicht mehr von jüngeren Gesteinen überlagert wird, ist er häufig in herrliche Kanzeln, Zinnen und Zacken aufgelöst. Aus steilen bis zum Oberrande der Felsen reichenden Runsen haben sich mächtige Schuttströme des leicht zerbröckelnden Dolomits in das Tal ergossen und am Fuß der Wände fächerförmig angelagert. Auf dem Hochplateau von Sennes hingegen bietet er ein ganz anderes Bild: soweit nicht die Kalke des Unteren Jura den Dachsteindolomit bedecken, bildet dieser ein sanftwelliges, hügeliges, von keinerlei Steilstufen unterbrochenes Gelände, auf dem u. a. die Sennesalpe liegt.

Auf dem Dachsteindolomit vermag sich in der Regel nur eine dünne Humus- und Vegetationsdecke zu bilden. Das Verwitterungsprodukt ist ein wenig fruchtbarer kantiger Grus. Quellen sind im Dolomitgebiet sehr selten. So entspringt beispielsweise im ganzen Niederschlagsbereiche zwischen dem Seekofel, Monte Sella und den Sennesalmhütten keine einzige Quelle. Nur zwei periodische Wasseraustritte liefern nach starken Niederschlägen für einige Tage Wasser. In Mulden und dolinenartigen Vertiefungen, in denen durch Zusammenschwemmung feinen Materials eine wasserundurchlässige Schichte gebildet wird, kann eine üppigere Flora gedeihen. Hier sammelt sich das Wasser in kleinen Tümpeln, die im Sommer den Rinder- und Schafherden zur Tränke dienen.

Innerhalb der Baumvegetationsgrenze ist der Dachsteindolomit schütter mit Fichten, Lärchen, Zirben und Latschen bestockt. Im unteren Fanestal trifft man auch Rotbuchen. An Stelle der ausgedehnten Weideflächen stand früher wohl auch auf dem Sennesplateau ein schöner Zirbenwald. Die abnehmende Luftfeuchtigkeit, Blitzschlag und Rodung, der wachsende Holzbedarf der Almbewohner und Schlägerungen für Kriegsbauten haben diesen Wald für lange Sicht, wenn nicht für immer, vernichtet. Spärliche Holzreste erinnern noch daran, daß auch die Hochfläche nördlich der Hütten, wo heute weit und breit kein Baum mehr steht, wie manch andere Hochgebirgsgegend vor nicht so langer Zeit bewaldet war. (Siehe auch J. J. Stafflers „Tirol und Vorarlberg . . .“, II. Teil, 2. Band. Innsbruck 1844.)

Jura.

Im Gegensatz zur Vollständigkeit und Gründlichkeit, mit welcher seit v. Richthofen und v. Mojsisovics die Stratigraphie der permischen und triadischen Stufen bis in den Dachsteindolomit erforscht und beschrieben wurde, läßt die literarische Bearbeitung der geologischen Verhältnisse am Übergange der Trias- in die Juraformation noch manche Lücke erkennen. Wie steht es mit dem Rhät? Wie vollzog sich der Übergang vom Dolomit zum Kalk? Welche stratigraphische Stellung nehmen die „Grauen Kalke“ ein? Alle diese Fragen harren noch einer näheren Prüfung. Der Grund liegt weniger in einer Vernachlässigung dieser allerdings recht zeitraubenden und mühevollen, weil meist in der Felsregion zwischen 2000 und 3000 m vorzunehmenden Untersuchungen, als in dem unbefriedigenden Arbeitserfolg, der durch den Mangel hinreichender Aufschlüsse an den zugänglichen Stellen sowie durch das Versagen paläontologischer Beweisversuche bedingt wird. Letzteres hauptsächlich deshalb, weil aus dem harten, unregelmäßig splüternenden Gestein in den seltensten Fällen bestimmbare Fossilien herauszubringen sind.

Es fehlt auch bei älteren Autoren nicht an Versuchen, diese Lücken zu beseitigen. So berichtet schon Loretz vom Seekofelgebiet recht anschaulich:

„Eine kurze Strecke vom südlichen Ende des See's“ (Prager Wildsee) „steigt die gewaltige Steinmasse des Seekofels auf; seine obere Hälfte gehört schon denselben wohlgeschichteten, mächtigen Kalkbänken an, welche auch die obere Partie des Hochgais bilden . . . In der Schlucht zwischen Seekofel und Roßkofel vom Prager Wildsee aus aufsteigend, gelangt man an die Untergrenze jener Kalkbänke.“ (44, S. 350.)

„Da, wo der Hauptdolomit das Gebirge nach oben noch nicht abschließt, sieht man über ihm eine ebenfalls sehr mächtige Kalkbildung folgen. Es ist das ein dichter, heller, weißer, grauer, gelblicher, rötlicher, auch wohl etwas marmorierter echter Kalk mit mattem, etwas splütrigem Bruch, in dicken, festen Bänken, mit kaum hervortretenden Zwischenlagen geschichtet; nach Material und Schichtung von unten bis oben sehr gleichmäßig sich verhaltend, wohlgeschichtet. So viel Ähnlichkeit er im Punkt der Schichtung mit dem Hauptdolomit hat, so sehr unterscheidet er sich von letzterem in der Beschaffenheit des Materials und dessen Verhalten den zerstörenden Einflüssen gegenüber. Wo länger dauernde Verwitterung gewirkt hat, da kontrastieren die abgerundeten, gleichmäßig verlaufenden Formen dieses Kalkes, wie im Fragment so im Gebirge, von dem scharfen, eckigen Wesen des Dolomits, um den petrographischen Unterschied auch äußerlich anzudeuten; und an solchen Stellen tritt dann auch wohl der Grenzverlauf einigermaßen hervor, wo jedoch frischere Abbrüche oder überhaupt steilere Wände sind, da ist der Grenzverlauf aus der Entfernung, so scharf man auch hinsieht, schwer zu verfolgen, eben wegen der gleichmäßigen Bankschichtung, die sich aus dem Dolomit in den Kalk fortsetzt, und noch mehr wegen des gänzlichen Mangels weicherer, mergeliger Zwischenschichten. Selbst beim Überschreiten einer solchen Grenzlinie ist man leicht unvermerkt aus dem Gebiet des Hauptdolomits in das des auflagernden Kalkes versetzt. Nur stellenweise scheinen breccienartige Gebilde auch in Bänken geschichtet in der Nähe der Grenze vorzukommen, doch treten sie wenig hervor.“ (45, S. 565.)

„Die Grenze des Hauptdolomits gegen den aufgelagerten Kalkkomplex pflegt nicht scharf hervorzutreten. An vielen Punkten stellen sich an ihr breccienartige Bänke mit eisenoxydreichem Bindemittel ein.“ (44, S. 622.)

Loretz war der Lösung dieser Abgrenzungsfrage sehr nahe gekommen, er vermochte aber das Wesentliche nicht zu erfassen.

Es war Klebelsberg (34) vorbehalten, die untrüglichen Merkmale dieser Formationsgrenze herauszufinden.

Klebelberg hat im Jahre 1926 die Trias-Jura-Grenze am Prager Seekofel und im Gebiete der Sennesalpe näher untersucht und ist dabei in Übereinstimmung mit seinen am Kreuzkofel gesammelten Erfahrungen zur Ansicht gekommen, daß die Grenze zwischen Dachsteindolomit und Jurakalk durch einen Aufarbeitungs- und festländischen Verwitterungshorizont (Bohnerz) angezeigt wird.

Da es mir ge glückt ist, die von Klebelberg gefundene Trias-Jura-Grenze vom Seekofel nach S zwischen Gader und Boite bis zur Linie Wengen—Antonijoch—Fanestal, also für das ganze Aufnahmegebiet, weiter zu verfolgen und lückenlos zu kartieren, wird dieses Kapitel ausführlicher behandelt.

Trias-Lias-Grenze.

Wo der Dachsteindolomit noch nicht zu jenen für die Südtiroler Dolomiten so charakteristischen, zerklüfteten Felsruinen rückgewittert oder in turmähnliche Einzelformen aufgelöst ist, dort verdankt er seine Konservierung dem Schutze einer jüngeren Gesteinsdecke. Einer vorwiegend grauen, deutlich geschichteten, in der Anwitterung gerundeten, schrafftigen Kalkauflagerung, die bisher teils als Dachsteinkalk, teils als Lias beschrieben wurde und — wie noch ausgeführt werden soll — in ihrer Gesamtheit dem Unteren Jura angehört.

Diese Kalkbänke ruhen nicht unmittelbar auf dem Dachsteindolomit. Im kartierten Gebiete sind sie überall durch eine in ihrer Ausbildung und lithologischen Zusammensetzung von Stelle zu Stelle zwar sehr verschiedenartige, aber durchaus charakteristische Zwischenlage vom liegenden Dachsteindolomit abgetrennt. Diese Trennung besteht teils

in einer Wechsellagerung von Kalk und Dolomit, teils
aus Aufarbeitungsprodukten dieser und ortsfremder Gesteine.

Ersteres Grenzverhältnis ist hauptsächlich auf einen etwa 7 km langen, diagonal über das Sennesplateau verlaufenden Streifen beschränkt, welcher vom Col Fozzeres, genauer von der Schäferhütte „Plampescü“, in NW-SE-Richtung über die Alpe Fodara Vedla bis ins Boitetal hinunterreicht und sich jenseits am Monte Cadini fortsetzt.

Die Schichtköpfe der Wechsellagerung treten am Unterrande einer senkrecht gegen das Rauhtal ahfallenden Felswand zutage, die von der Mulde bei Plampescü als durchschnittlich 100 m hohe Mauer gegen SSE streicht und im Abschnitte, wo sie den Fahrweg Pederü—Sennes erreicht, an Steilheit und Höhe abnimmt, um sich allmählich im welligen Terrain der Alpe Fodara Vedla zu verlieren. Weiterhin gehen die Ausstriche über das Südgehänge des Col Piera Maura, queren nordöstlich vom sogenannten „See“ den im Krieg angelegten Fahrweg Fodara Vedla—Alpe Stava, biegen dann an die Lavinorenbänge bis auf 2180 m hinan und steigen schräg durch den steilen Osthang zum Boitetal hinab. Sie folgen dort annähernd einer Schlucht, die halbwegs zwischen La Stuva und Son Pausas den Boite erreicht. Auf der gegenüberliegenden Talseite verfolgte ich die Wechsellagerung über mein Arbeitsgebiet hinaus noch ein Stück weit an den Monte Cadini.

Nördlich Fodara Vedla, wo der von den Hütten aufsteigende Almweg mit dem horizontal von E her einmündenden Fahrweg zusammen trifft, taucht sie in steilstehenden Bänken auf.

Auch eine Begehung des Gebietes nordöstlich vom „See“ (östlich Fodara Vedla) führt durch diesen Schichtenwechsel. Mag man den alten Steig nach Campo Croce oder den gut angelegten Fahrweg benutzen, in beiden Fällen bleibt man etwa $\frac{1}{4}$ km weit im Liaskalk, bis man wider Erwarten eine Gesteinsbank von ausgesprochener Dolomitzfazies überschreiten muß, die der Geübte bald als Dachsteindolomit erkennen wird. Man befindet sich eben noch im Bereiche der Wechsellagerung, betritt zuerst eine der flach gegen NE fallenden Liasbänke, gelangt beim Ansteigen oder Fallen des Weges auf eine durch Farbe und besser begrünzte Oberfläche abstechende Dolomitschicht (in diesem Falle die höchste der Wechsellagerung) und bleibt dann für das übrige Wegstück im verkarsteten Liaskalk.

Im NE wird der erwähnte $1-1\frac{1}{2}$ km breite Diagonalstreifen durch eine schnurgerade Störung abgeschnitten. Infolge Verwerfung längs dieses Bruches ist die Trias-Jura-Grenze dort nicht sichtbar.

Einzelne kleinere, auf der Hochfläche von Sennes verstreute Buckel von Kalk auf Dolomit oder umgekehrt, Dolomit auf Kalk, also stratigraphische Fenster und Halbfenster, von denen einige in der Karte dargestellt werden konnten, sind wohl auch noch als Abrasionsreste des Wechsellagerungspaketes zu deuten, dann verliert sich dieses Grenzverhältnis und läßt das zweitgenannte an seine Stelle treten.

Die Wechsellagerung umfaßt am Sennesplateau ein durchschnittlich 5 m mächtiges Schichtpaket, in welchem je zirka $\frac{1}{2}$ m dicke Lagen Liaskalk und Dachsteindolomit fünf- bis sechsmal untereinander abwechseln. Wie die Kalklagen sich vom hangenden Liaskalk weder im großen noch im Handstück unterscheiden lassen, so gleichen die zwischengelagerten Dolomitbänke in Farbe und petrographischer Beschaffenheit dem obersten, schneeweißen bis gelblichen, zuckerkörnigen Dachsteindolomit vollkommen.

Angewittert treten die Schichtköpfe der Kalktafeln infolge der größeren Widerstandsfähigkeit gegen atmosphärische Einflüsse wulstig zwischen den abbröckelnden Dolomitbänken vor.

Die beschriebene Schichtfolge erweist sich hier so klar als primärsedimentär, daß Überschiebung oder isoklinale Faltung nicht in Frage kommen. Auch ein Auskeilen der Schichten ist nicht zu beobachten.

Es muß hier zur Zeit der Regression des Triasmeeres eine sehr regelmäßig abwechselnde, tafelförmige Sedimentation in 10 bis 12 Ablagerungsphasen erfolgt sein, die sich vermutlich auf eine größere Fläche erstreckt hatte. Gleichsam ein Wettbewerb verschiedener Bildungsbedingungen, in welchem die neuen die Oberhand gewannen.

Das Auftreten dieser Wechsellagerung gibt nicht nur einen wertvollen Anhaltspunkt für die Kartierung der an sich schwer auffindbaren Grenze zwischen Trias und Lias, es scheint mir auch in anderer Hinsicht wichtig zu sein. Nach der bisherigen Annahme umfaßt der Dachsteindolomit in den Südlichen Kalkalpen die norische und vielleicht auch Teile der rhätischen Stufe. Weil man nun in den St. Vigiler Dolomiten an der

Wechsellagerung den Übergang vom Dachsteindolomit in den sicheren Liaskalk ohne Schichtlücke verfolgen kann, wird man wenigstens in diesem Falle den oberen Dachsteindolomit noch als rhätisch betrachten dürfen.

Im seitlichen Anschlusse an die Wechsellagerung sowie im ganzen übrigen Aufnahmegebiete erscheint im gleichen stratigraphischen Niveau unter den Kalken die zweite Form der Grenzschichten. Soweit die oft hoch in den Wänden durchziehende Trias-Lias-Grenze überhaupt zugänglich ist, läßt sich dort ein mehr oder weniger deutlich ausgebildeter, aus Breccien, Konglomeraten, Sandsteinen oder Rauhwacken bestehender Aufarbeitungshorizont nachweisen. Wo der Zutritt zum anstehenden Gestein verwehrt bleibt, darf man mit Sicherheit rechnen, derartiges Trümmergestein in unmittelbarer Nähe der Ausstriche, z. B. auf Felsgesimsen und in den Schutthalden am Fuße der Wände zu finden. Nur im Bereiche der Wechsellagerung sucht man sie vergebens.

Da diese Trennungsschichten nirgends auf größerer Fläche denudiert liegen und weil ihre Ausstriche vom Liaskalk überlagert sind, infolgedessen flächenhaft nicht erscheinen, sind die Fundstellen in der Karte mit liegenden Kreuzchen bezeichnet.

Relativ häufig sind diese klastischen Gesteine im Seekofelgebiete, woher sie zuerst Klebelsberg (34, S. 345ff.) beschrieben hat. Seine Fundorte waren die Halden südlich vom Prager Wildsee und eine Wandflucht in 2150 m Höhe am Wege zur Egerer Hütte. Gleichartige Gesteine sind auch im oberen Teile der steilen, schuttgefüllten Rinne, die westlich vom Kleinen Seekofel zur Grünwaldalpe hinabzieht, sowie südlich des Großen Seekofels in der Gegend von Punkt 2309 zu treffen.

Am Monte Sella di Sennes streichen die Grenzschichten an der Nordwestflanke und östlich vom Gipfel aus, an beiden Orten auf einer Höhe von über 2600 m. Charakteristische Stücke kann man in den Halden oberhalb Punkt 2415 und am Nordabsturze sammeln. Auch im Rauhtal wird ein guter Beobachter bald auf derartige Gesteinstrümmer stoßen. Die im Schutt längs der Rauhtalstraße nordwestlich von Tamers vorkommenden Stücke stammen wahrscheinlich auch aus den Felswänden des Monte Sella di Sennes und ihrer Fortsetzung gegen S.

Auf der Hochfläche von Sennes sind solche Grenzbildungen seltener. Anstehend treten sie am Col Fozzeres, unweit vom Punkt 2323 und westlich vom Col di Siores auf. Diese beiden Aufschlüsse liegen den Wechsellagerungen am nächsten und lassen erkennen, daß sie dem gleichen Horizont angehören wie diese, wenn auch der seitliche Übergang infolge Verschüttung sich einer genauen Untersuchung entzieht. Im übrigen liegen allenthalben denudierte und glazial verfrachtete Aufarbeitungsprodukte obiger Typen herum: in Val Salata, etwa von Punkt 2415 bis 2205, beim Bildstock nordwestlich der Sennesalpe, bei Punkt 2029 westnordwestlich der Fodara Vedla und nördlich von Campo Croce.

Auch in der Col Becchei-Gruppe, wo der Dachsteindolomit schon tiefer zurücktritt, zeigen sich vereinzelt diese Grenzschichten. Bei einer

Durchquerung der vom Falé zu den Faneswasserfällen herabführenden Felsrinne traf ich in 1750 *m* Höhe typische Stücke aus den Grenzschichten, die zweifellos aus der hoch oben zwischen den Col Becchei-Gipfeln und dem Falé durchstreichenden Trias-Jura-Grenze herrühren.

An der Nord- und Südseite der Croda del Becco (Gipfelpunkt 2735) kann man stellenweise Konglomerate, Sandsteine und Rauhdecken desselben Horizontes im Anstehenden finden.

Am Südwestrande des kartierten Gebietes liegen ebenfalls einige bemerkenswerte Fundorte für Aufarbeitungsprodukte aus dem Grenzhorizont. An den Abhängen des Monte Sella di Fanes, hauptsächlich in den großen Schuttreisen östlich¹⁾ und nördlich vom Antonijoch sind Grenzbildungen gar nicht selten. Anstehend kann man sie am Aufstieg vom Joche zum Gipfel (Punkt 2654) beobachten.

Im östlichen Teile der benachbarten Kreuzkofelgruppe scheinen gleiche, wenn nicht noch mannigfacher ausgebildete Grenzschichten entwickelt zu sein, wie sie Klebelsberg (34, S. 337—345) vom Steig durch die Wand des Heiligkreuzkofels beschreibt. Wenigstens ist an dem vom Neuner tektonisch und morphologisch abgetrennten Felsvorbau nordwestlich von Punkt 2020, ähnliches Gestein erschlossen. Aus der Schneerinne zwischen diesem Felsvorsprung und dem Neuner hat sich ein mächtiger Schuttstrom talwärts bewegt, dem zur Zeit der Schneeschmelze immer wieder frisches Gesteinsmaterial zugeführt wird. Ich habe den unteren Teil dieses Schuttstromes in der Gegend von Punkt 1848 auf seine Zusammensetzung hin näher untersucht und dabei überraschend viele Sandsteinstücke aus dem Grenzhorizont gefunden, die nur aus der genannten Rinne, mithin von den Wänden des Neuner stammen können.

Wohl der interessanteste, weil am weitesten nach W vorgeschobene, ganz isolierte Fundort ist der Paresberg. In einer Mulde südlich vom Gipfel liegen die verschiedensten Grenzbildungstypen zusammen mit einem Reste von sicherem Liaskalk. Auch auf dem Grat, der sich von der Mulde gegen SE als Wasserscheide zwischen dem Wengener und Raualtal erstreckt, war noch ein Stück zu finden.

Die größte sicher feststellbare Mächtigkeit erreicht der Aufarbeitungshorizont im „Nabigen Loch“ mit zirka 6 *m*.

Diese Grenzschichten sind keineswegs als Linsen oder bloß als zufällige Mulden- oder Schichtfugenausfüllungen anzusprechen, sie bilden vielmehr in Verbindung mit den Wechsellagerungen einen zusammenhängenden, stratigraphischen Horizont, der allen tektonischen Veränderungen des liegenden Dachsteindolomits und des hangenden Lias gefolgt und wie dieser verbogen ist. Er reicht infolgedessen im obersten Boitetal bis auf 1500 *m* herab und steigt am Seekofel von 2150 *m* (E) bis 2600 *m* (W), von Plampescü (2130 *m*) auf den Monte Sella di Sennes bis auf 2600 *m* hinauf. Am Monte Sella di Fanes liegt er ebenfalls in 2500—2600 *m*, am Paresberg in 2300 *m* Höhe.

¹⁾ Klebelsberg (34, S. 343) erwähnt von hier „rundliche bis elliptische Konkretionen bräunlichen Kalksandsteins . . .“.

Während der Kartierungsarbeiten bot sich reichlich Gelegenheit, solche Grenzbildungen zu sammeln. Dabei wurde so vorgegangen, daß ohne Rücksicht auf Menge und Häufigkeit des Vorkommens recht charakteristische und womöglich immer wieder neuartige Ausbildungsformen gewählt wurden.

Im nachstehenden soll nun versucht werden, die mannigfachen, häufig ineinander übergehenden Typen übersichtlich zu gruppieren und sie an Hand der mitgebrachten, in die Sammlung des Geologischen Institutes der Universität Innsbruck eingereichten Fundstücke in gedrängter Form zu beschreiben. Die folgende Zergliederung des Kornbestandes gilt in der Regel nur für die unmittelbar wahrzunehmende Partie, also für die Oberfläche des Gesteins, bzw. des Handstückes, ist somit nur eine qualitative. Von quantitativer Erfassung durch mechanische Trennung und Analyse mußte schon deshalb abgesehen werden, weil einzelne der gesammelten Proben für das betreffende Gebiet Unica darstellen.

Typen:	Gliederung:	
	Untertypen:	
Breccien	{	monogene { Dolomitbreccien Kalkbreccien polygene Gemischte Breccien
Konglomerate	{	Dolomitskonglomerate Quarzkonglomerate
Sandsteine	{	Kalksandsteine Quarzsandsteine Gemischte Sandsteine
Rauhacken		

Typus: Breccie.

Zahl der untersuchten Stücke: 15, von den sieben Fundorten: Seekofel, Monte Sella di Sennes, Rauhtal, Paresberg, Monte Sella di Fanes, Fanes-tal und Campo Croce (an letzterer Stelle von weiterher abgesetzt).

Monogene Breccien.

Untertyp: Dolomitbreccien.

Stück 1. Nordwestlich vom Gipfel des Paresberges kann man auf dem Dachsteindolomit brecciöse Lagen beobachten, bestehend aus bis zu 3 cm großen, scharfkantig begrenzten Fragmenten von typischem obersten Dachsteindolomit (schwach gelblich und hochkristallin), die in einem ziegelroten, kalkreichen Bindemittel liegen.

Stück 2. Von der Südseite des Monte Sella di Fanes stammt ein Stück Dachsteindolomit (aus dem Verbands einer Breccie), an dem viel ockerfarbenes, kalkiges Bindemittel haftet, in welchem zahlreiche kleine Bohnerzkügelchen von höchstens 2 mm Durchmesser enthalten sind.

Stück 3. Eine ähnliche, von der vorigen nur durch das etwas hellere Bindemittel und den geringeren Bohnerzgehalt sich unterscheidende Gesteinsprobe, die neben 5 bis 6 cm großen, in der Anwitterung gerundeten Dolomittrümmern auch zahlreiche kleine, eckige Stückchen zeigt, findet man nicht selten auf sekundärer Lagerstätte bei Taners (Rauhtal).

Stück 4. Bei einer anderen, ebenfalls im Talalluvium innerhalb Tamers gesammelten Breccie überwiegt das ockerige Bindemittel. Außerdem sind Bohnerzkörner und auch einige spärliche Quarz- und Calciteinschlüsse zu sehen.

Untertype: Kalkbreccien.

Stück 5, 6. Im Gebiete des Seekofels, südwestlich vom Nabigen Loch, oberhalb des Weges zur Egerer Hütte, am nordwestlichen Ende von Klebelsbergs „Wandflucht“ (34, S. 345) wurden dem Anstehenden zwei Breccienproben entnommen, von denen die eine ganz, die andere überwiegend aus bunten (roten, violetten, gelben, grauen, braunen bis schwarzen) Liaskalken zusammengesetzt war. Am Aufbau der einen Breccie beteiligt sich auch ein graugrüner Kalkmergel. Alle Korngrößen sind anzutreffen. Das Material ist vollkommen unbearbeitet, das Bindemittel in beiden Fällen Kalk, bzw. spätig.

Stück 7. Größere, kantenfrische Stücke von typischem, hellem Liaskalk sind durch ein ockerfarbenes Zement verfestigt. In letzterem sind neben kleinen Splittern von gleichem Kalk mehrere gut gerollte Bohnerzkörner von $\frac{1}{2}$ bis 2 mm Größe enthalten. Auch ein paar kleine Einschlüsse von einem gelbgrünen Mergel waren darin. Fundort: Monte Sella di Sennes — NNW.

Stück 8. Eine im Fanestal (im Schutt) gefundene Breccie besteht durchwegs aus Liaskalk. Sie ist mechanisch verfestigt. Das Stück ist deshalb bemerkenswert, weil es neben dem schmutzigweißen bis hellgrauen auch größere Bruchstücke von einem dunkelgrauen Kalk enthält, der im ganzen Gebiet nirgends primär anstehend zu beobachten ist. Näheres darüber ist aus der Zusammenfassung am Schlusse dieses Kapitels und aus der Behandlung der Liaskalke zu entnehmen.

Untertype: Polygene (gemischte) Breccien.

Unter dieser Bezeichnung fasse ich jene Breccien aus dem Trias-Lias-Grenzhorizont zusammen, deren Hauptbestandteile sowohl Dachsteindolomit als auch Liaskalk sind. Im allgemeinen macht man die Beobachtung, daß diese Art Breccien weiter verbreitet ist als die monogenen und daß die einzelnen Gesteinsproben weit mehr Liaskalk als Dolomit enthalten, eine Erscheinung, die mit der relativ leichten Aufarbeitung des Dachsteindolomits zusammenhängt.

Stück 9, 10, 11 und 12. Am Paresberg, n. zw. in der Mulde südlich vom Gipfel, treten — stellenweise in einer Mächtigkeit von 1 m und darüber — Breccien zutage. Das Material, aus dem sie bestehen, gehört vorwiegend dem charakteristischen bunten (weißen, gelben, roten und hellgrauen) Liaskalk an. Daneben sind aber auch untergeordnet einige zuckerartige Dachsteindolomitstücke enthalten. Beiderlei Einschlüsse werden durch eine bald gelblichbraune, bald rötliche Kalksubstanz zu einer Breccie verbunden. Die Bestandteile erreichen alle Größen bis über 5 cm längsten Durchmessers. Bohnerz wurde nur an einem Stücke beobachtet. Es scheint mehr auf die feinkörnigen Varietäten beschränkt zu sein. Bezeichnend ist ferner das löcherige Aussehen dieser Breccien, hervorgerufen durch Auswitterung des Bindemittels und der leicht zerstörbaren dolomitischen Einschlüsse.

Stück 13. Am Paresberg kommt noch eine andere Breccie vor, bei der in dem hier besonders reichlich vorhandenen gelbbraunen, sich sandig anfühlenden Bindemittel (kalk) gleichfalls Kalk- und Dolomitstücke der verschiedensten Größen enthalten sind.

Stück 14. Von der Nordseite des Monte Sella di Sennes ist ein brecciöser, krustenförmiger Überzug auf Dachsteindolomit anzuführen. Der gelbliche Kitt enthält hauptsächlich kleine, z. T. kantenstumpfe Stückchen von Dachsteindolomit und hellem Liaskalk, daneben aber auch Calcit, ockerigen Kalk und das charakteristische Bohnerz. Die vorliegende Gesteinsprobe ist undeutlich geschichtet.

Stück 15. An einem größeren Stück von rötlichgrauem Liaskalk haftet mit unregelmäßiger Grenzfläche eine brecciöse Bildung, bestehend aus scharfkantigen Fragmenten von hochkristallinem (oberstem) Dachsteindolomit und Liaskalk, die durch ein stark rot gefärbtes, eisenhüßiges Bindemittel verbacken sind. Fundort: Campo Croce. — Für diese nicht im Anstehenden gefundene Grenzbildung dürfte wohl glazialer Transport aus Val della Salata (Sennesplateau) in Betracht kommen.

Typus: Konglomerat.

Beschrieben werden 14 Proben, die an den folgenden sieben Fundorten gesammelt wurden: Seekofel, Sennesalpe, Col di Siores, Rauhtal, Paresberg, Wengental, Monte Sella di Fanes.

Untertyp: Dolomitzkonglomerate.

Stück 16. Fundort: südwestlich vom „Nabigen Loch“, am Weg zur Egerer Hütte. Die kalkige, ockerfarbene Grundmasse ist ganz erfüllt mit kleinen, vollkommen gerollten, teils runden, teils elliptischen Einsprenglingen von weißem, kristallinischem Dolomit, deren größter Durchmesser im Mittel 1 bis 2, höchstens aber 4 mm beträgt. Mit Hilfe einer starken Lupe lassen sich auch Quarz- und winzige Bohnerzkörner nachweisen.

Stück 17. Vom selben Fundort stammt ein Gestein, das ich wegen der guten Bearbeitung der meisten darin enthaltenen Einschlüsse am besten zu den Konglomeraten rechne. Das bräunliche, bei Behandlung mit verdünnter Salzsäure lebhaft brausende Bindemittel enthält außer gerundeten und bereits stark zersetzten Dolomiteinsprenglingen geringer Größe auch gut gerollte Stücke von grauem und gelbbraunem Hornstein. Vereinzelt sind auch kleine Brauneisenbohnen zu beobachten.

Stück 18. Aus der schon bei Nr. 5 erwähnten „Wandflucht“ im Seekofelgebiete wurde nachstehende Gesteinsprobe entnommen, die hier in einer Mächtigkeit von 2 bis 3 m erschlossen ist. Das im frischen Bruche helle, schmutzigweiße Gestein zeigt im angewitterten Zustande eine graue löcherige Oberfläche. Das kalkige, bisweilen kleiue Oolithe führende Bindemittel enthält zahlreiche gut gerollte und polierte Einschlüsse von dichtem, dolomitischem Kalk (Dachsteindolomit), die Größen bis zu 1 cm erreichen können.

Untertyp: Quarzkonglomerate.

Die weitaus größere Zahl (über drei Viertel) der gefundenen Konglomerate besteht ausschließlich oder zur Hauptsache aus Quarzgeröllen. Man kann alle Übergänge von reinen Quarzkonglomeraten zu Quarz-Bohnerz-Konglomeraten finden.

Stück 19. Beim Bildstock nordwestlich der Sennes-Almhütten lag ein kopfgroßes Stück, das durch einen Gletscher aus der Gegend des Monte Sella di Sennes herbeigeschafft sein dürfte. Es ist ein reines Quarzkonglomerat, zusammengesetzt aus Quarz und etwas Bohnerz, die in einem sandigen, ockerigen Bindemittel liegen. Die Quarzkörner zeigen zumeist vollkommene Rundung. Ihre Größe beträgt durchschnittlich 2 bis 4 mm, nur vereinzelt wurden Körner mit einem Längsdurchmesser bis zu 7 mm festgestellt. Die Bohnerzkörner erreichen alle Dimensionen bis zu 4 mm. Die kleinen herrschen weitaus vor. Viele sind überhaupt erst bei stärkerer Vergrößerung zu sehen. Gute Rollung im Verein mit Politur verleihen dem Bohnerz einen starken Glanz.

Stück 20. Dort, wo der Col di Siores mit hoher, steiler Böschung gegen Val della Salata abdacht, fand ich im Grenzhorizont ein grau anwitterndes, im frischen Bruch schmutziggelbes Konglomerat. Die gelbliche Grundmasse umschließt zur Hauptsache kantestumpfen bis wohlgerollten Quarz (Korngröße 2 bis 5 mm) sowie auffallend viele gleichgroße Stückchen zentralalpiner Gesteine (Glimmerschiefer, Anhäufungen von Kaliglimmer), die schon stark zersetzt sind. Einige dunkle Körner, die mit freiem Auge gerade noch wahrnehmbar sind, erwiesen sich unter der Lupe als Bohnerz. Außerdem wurde etwas Brauneisenerz und ein grauer Einschluss, bestehend aus vielen winzigen, durch Kalk ver kitteten Quarzkörnchen gefunden.

Stück 21, 22. Bei einer Wanderung von Wengen zum Antonijoch kann man im Schutt allerlei Konglomerate beobachten, die zweifellos dem Trias-Jura-Grenzhorizont angehören. Bei Punkt 1848 sind Stücke zu finden, die vom Neuner (Nonores) stammen. Ein derartiges Konglomerat enthielt in einem gelben Bindemittel neben Quarz, z. T. vorzüglich gerollte Stücke von grauem, grünem und schwarzem Hornstein mit einem Durchmesser von 1 mm bis 1½ cm. — Grundsätzlich gleiche, bezüglich der Einschlüsse noch buntere Konglomerate fand ich am Aufstieg zum Antonijoch (von Wengen kommend). In diesen Konglomeraten sind auch gelbe, rote und braune Hornsteine enthalten. Bemerkenswert ist, daß hier gleiches Material wie der graue Einschluss bei Nr. 20 teilweise die Rolle des Bindemittels übernimmt.

Ähnliche, im einzelnen aber doch wieder verschiedene Quarzkonglomerate kommen von der unzugänglichen Trias-Jura-Grenze an der Nordwestseite des Monte Sella di Fanes herunter und sind allenthalben im Schutt der Halden zu finden.

Stück 23. Relativ häufig ist ein Konglomerat, dessen spärliches Bindemittel (Kalk) fast ausschließlich kantestumpfe bis gut gerundete Quarzgerölle umschließt. Die Größe schwankt zwischen 1 und 15 mm. Manche Gesteinsproben haften an Dachsteindolomit und enthalten vereinzelt Stücke von Dolomit, Kalk und dunklem Hornstein, auch nckerige, braune und rötliche Bestandteile — letztere mit verdünnter Salzsäure brausend — sowie einen grünlichen, nicht näher bestimmbareren Einschluß (Quarzsand, vielleicht eine Grenzbildung).

Stück 24. Andere Fundstücke erweisen sich als kleingeröllige Konglomerate, an deren Zusammensetzung außer Quarz ebenfalls Kalk, ockeriges Material, dunkler Hornstein und feinstes Bohnerz beteiligt ist.

Stück 25. Es gibt aber auch Konglomerate, deren gelbbraune, sandige, z. T. von Quarz gebildete Grundmasse bis über 1 cm große, meist vorzüglich gerundete und polierte Quarzgerölle enthält. Auch diese Konglomerate herbergen in geringen Mengen Kalk-, Dolomit- und Hornsteinstücke und sehr selten Bohnerz.

Stück 26. Am Paresberg war ein Stück bräunlichen Kalksandsteins mit einem Quarzkonglomerat überzogen, das außer zahlreichen Rollstücken von Quarz auch dolomitischen Kalk und Brauneisenerz (z. T. als Bohnerz) enthielt. Das gelbliche Bindemittel war kalkig.

Stück 27. An der Südseite des Monte Sella di Fanes haftete eine konglomeratische Bildung an einem Dachsteindolomitblock. In der reichlichen ockerfarbenen Grundmasse lagen bis zu 20 mm große, meist gut bearbeitete Quarzeinsprenglinge, etwas Dolomit und gleichmäßig über das Gestein verteilte, fast durchwegs polierte Bohnerzkörner bis 5 mm Länge.

Stück 28. Einigermäßen öfters beobachtete ich im Schutt des Rauhtales — sowohl außerhalb als auch innerhalb Tamers — folgendes Konglomerat: in der gelbbrannen, bei Behandlung mit verdünnter Salzsäure aufschäumenden Grundmasse wurden größere Quarzstücke von unregelmäßiger Gestalt (bis zu 2,5 cm längsten Durchmessers) gefunden. Außerdem kleinere Quarzkörner, die z. T. recht gute Rollung zeigen. Einzelne in Zersetzung begriffene Quarze sind durch auf den Klüften eingedrungene Eisenverbindungen rötlich gefärbt und täuschen dadurch an angewitterten Stellen Dachsteindolomit vor. An der Zusammensetzung dieser Grenzbildung ist Bohnerz in hohem Maße beteiligt. Die teils braun, teils schwarz gefärbten Körner sind gut gerollt und poliert und erreichen Größen bis zu 5 mm.

Stück 29. Ein als Quarz-Bohnerz-Konglomerat zu bezeichnendes Gestein wurde im Schutt des Rauhtales zwischen Tamers und Pederü gefunden. Das dichte, gelbbraune bis ockerige Bindemittel enthält reichlich Quarz und Bohnerz in ungefähr gleichem Verhältnis. Während die Quarzkörner, die bis 1 cm groß sind, nur z. T. gut gerollt, mitunter sogar noch kantenfrisch sind, zeigt das Bohnerz durchwegs vollkommene Rundung. Die Mehrzahl der Quarzeinschlüsse ist durch Fe rot bis schwarz gefärbt.

Typus: Sandstein.

Die meisten der gefundenen Grenzbildungen gehören diesem Typus an. Zur Untersuchung gelangten 37 Proben von den elf Fundorten: Seekofel (besonders „Nabiges Loch“), Grünwaldalpe, Monte Sella di Sennes, Col Fozzeres, Rauhtal, östlich vom Lac Fischodel, Croda del Becco, Monte Parei, Monte Sella di Fanes, Paresberg und Wengental.

Auch die Sandsteine lassen sich im großen ganzen nach ihrem Kornbestand in drei Untertypen gliedern, u. zw.:

Untertyp: Kalksandsteine.

Stück 30. An der schon öfters genannten „Wandflucht“ am Wege zur Egerer Hütte folgt im Hangenden des Konglomerates Nr. 18 ein grau anwitternder, im frischen

Bruch schmutzigweiß, gebänderter Kalksandstein. Es wechseln dunkle, schmale, etwa 2—4 mm breite Bänder mit hellen, stets dickeren Lagen (mindestens 1 cm, manchmal auch etwas darüber). Das Material ist in beiden Fällen Kalk. Ein Unterschied ist insofern gegeben, als die hellen Lagen mehr feinkörnig-dicht erscheinen, während die dunklen zwischengeschalteten Bänder kristallinisch und bisweilen spätig entwickelt sind. An wasserüberrunnenen Stellen ist die Bänderung des im übrigen stark porösen Gesteins besonders schön zu sehen.

Stück 31. Südöstlich von der Grünwaldalpe fand ich einen rosaroten, unendlich geschichteten Sandstein mit feinen, weißen Einschlüssen. Unter dem Mikroskop sieht man im Dünnschliff ein Aggregat von meist scharf begrenzten Calcitindividuen, die z. T. durch amorphe Kalkspatmassen miteinander verbunden sind. Die Calcitindividuen zeigen Säume und Umhüllungen mit dunkler bis kirschroter, limonitischer Substanz. Letztere tritt an anderen Stellen zu runden und ovalen Körnern gehäuft auf (Bohnerz). Quarz ist nur in verschwindender Menge in einzelnen Körnern nachweisbar. Die vorliegende Gesteinsprobe konnte nicht im Anstehenden gefunden werden. Die Lage des Fundortes (Schuttkegel am Ansgang der wilden Schlucht südlich der Alpe) und besonders der Gehalt an Bohnerz weisen mit großer Sicherheit auf den Grenzhorizont im Bereiche des Kleinen Seekofels.

Zu den häufigsten Grenzbildungen innerhalb der Sandsteintypen zählen gelbliche bis gelbbraune, feinkörnige Kalksandsteine.

Stück 32. Ein derartiges Gestein sammelte ich südwestlich vom Nabigen Loch am Weg zur Egerer Hütte. Es war besonders feinkörnig und bestand aus Calcit, Quarz und zahlreichen winzigen Brauneisenbohnen.

Stück 33. Eine andere Probe vom selben Fundort ist etwas grobkörniger. Einzelne größere (2 mm) Bestandteile sind bereits mit freiem Auge erkennbar: Dachsteindolomit und Bohnerz. Mit der Lupe unterscheidet man Quarz, rötlichen Hornstein und Calcit.

Stück 34. Ein ähnliches, nur teilweise etwas feinkörnigeres Stück stammt von der Nordseite des Monte Sella di Sennes. Die gelbliche bis graubraune Grundmasse ist dicht und brant bei Behandlung mit verdünnter Salzsäure stark auf. An Einschlüssen wurden beobachtet: kleine kantenfrische Kalk- und Dolomitstückchen; ferner verhältnismäßig viele eisenschüssige, braun bis rostrot verwitternde, stark zersetzte Körner, Quarz und sehr spärlich Bohnerz.

Stück 35. Bei der „Wandflucht“ (südwestlich vom Nabigen Loch) findet man nicht selten einen in der Anwitterung wie an frischen Bruchflächen schmutziggelben Sandstein. Die Bestandteile sind meist klein und daher schwer zu erkennen: Quarz (mehr oder weniger gut bearbeitet), Brauneisenerz, z. T. als Bohnerz und einige ockerfarbene Einschlüsse. Bemerkenswert ist der reiche Gehalt an hellem Glimmer und Stückchen von Glimmerschiefern. Gleiches Gestein wurde an einer Militärstraße südlich vom Col di Lasta gefunden. Für diesen Fundort kommt aber nur glazialer Transport in Frage.

Im Anschluß an diese echten Kalksandsteine sind noch einige Gesteine zu beschreiben, deren feinkörnige, oft auch tonige Ausbildung ihrer Einreihung in eine der „Typen“ Schwierigkeiten bereitet. Mit einer starken Lupe läßt sich aber sehr oft die körnig-sandige Struktur nachweisen, weshalb ich diese Art Grenzbildungen ebenfalls zu den Kalksandsteinen stellen möchte.

Stück 36. Eine solche am Paresberg gesammelte, ockergelbe, tonhältige Probe würde bei flüchtiger Beobachtung den Eindruck eines Kalkes erwecken. Die genaue Untersuchung ergab jedoch das Vorhandensein von Kalkeinschlüssen und Bohnerz.

Stück 37—42. Grundsätzlich gleiches (ockergelbes, kalkiges) Material habe ich noch an verschiedenen, räumlich weit voneinander liegenden Orten beobachtet: in den Halden südlich vom Prager Wildsee (Nr. 37) mit kantenstumpfen, wenig gerundeten Bruchstücken von kompaktem Dachsteindolomit; im Rauhthal innerhalb Tamers mit Dachsteindolomit und Spuren von Bohnerz (Nr. 38). Mehrere Stücke aus dem innersten Wengental bei Punkt 1848 (Nr. 39, vom Neuner stammend), vom Monte Sella di Fanes — Nordseite (Nr. 40) und Südseite (Nr. 41) — und aus dem Rauhthal innerhalb Tamers (Nr. 42) enthielten Bohnerz und etwas Quarz.

Stück 43. Auf den Halden an der Südseite des Monte Sella di Fanes liegen Dachsteindolomitstücke herum, die mit einem Sandstein, bestehend aus Quarz, grauem Hornstein, hellem Liaskalk und einigen Bohnerzkörnchen, die in einem ockergelben, sandigen Bindemittel ruheu, überzogen sind.

Stück 44. Im Gehiete des Monte Sella di Sennes, u. zw. im Graben, der von Punkt 2415 gegen die Sennesalpe zieht, enthielt die ockerfarbene, sandige Grundmasse einer Grenzbildung größere (über 1 cm) Einschlüsse von Kalkspatkristallen, sehr viele bis 2 mm große Bohnerzkügelchen und einige Quarzstückchen.

Stück 45. Recht charakteristische Bildungen aus dem Grenzhorizont sind ockerfarbene Steine mit Quarz- und Bohnerzeinschlüssen. Solche findet man anstehend am Col Fozerres, wo sie — zu Nestern angereichert — neben Quarz und Bohnerz auch weiße Liaskalke enthalten.

Stück 46. Auch am Monte Sella di Sennes (z. B. in der Halde westlich von Punkt 2415) sammelte ich manch schönes Stück. Eines derselben enthielt in der feinkörnig-dichten Grundmasse eine Menge gut herausgewitterter, z. T. fast freiliegender, vorzüglich bearbeiteter Bohnerzkörner, deren längster Durchmesser bei den größten Exemplaren 5—6 mm beträgt. Außerdem sind winzige Quarzkörnchen sowie ein großer (2.5 cm langer) Einschluß von oberstem, feinzuckerkörnigem Dachsteindolomit zu beobachten.

Untertype: Quarzsandsteine.

Stück 47. Südöstlich von der Croda del Becco fand ich eine Grenzbildung, die fast ganz aus Quarz bestand. Die einzelnen Körner hatten im Mittel $\frac{1}{2}$ —2 mm Durchmesser, einige wenige erreichten bis 4 mm. Sie waren im allgemeinen gut gerollt. An sonstigen Bestandteilen habe ich grauen und dunklen Hornstein und fein verteiltes Bohnerz gesehen. Das spärlich vorhandene gelbliche Bindemittel war Kalk.

Stück 48. Ein eigenartiges Gestein fand sich am Paresberg. Es ist ein rotvioletter Sandstein, der ausschließlich von winzigen Quarzkörnchen gebildet wird. Auf Salzsäure reagiert er negativ.

Stück 49. In einem Sandstein vom Monte Sella di Sennes war die gelbliche, kalkige Grundmasse dicht erfüllt mit winzigen Körnchen. Quarzeinschlüsse, die sich bei Betrachtung mit der Lupe zumeist vollkommen gerollt erweisen, herrschen weitaus vor. Daneben wurden Bohnerzkörner, graugrüner Hornstein und einige nicht näher bestimmbare, teils helle, teils dunkle Einschlüsse unterschieden.

Stück 50. Im innersten Wengental, bei Punkt 1848, kann man verschiedentlich Sandsteine treffen, die zweifellos vom Neuner stammen. Eine der hier gesammelten Proben enthielt zur Hauptsache Quarz; außerdem vereinzelte Stückchen von rotem, grünlichem bis schwarzem Hornstein. Die Mehrzahl der durch ein kalkiges Zement verkitteten Bestandteile zeigte gute Bearbeitung. Die Korngröße betrug höchstens 4 mm.

Stück 51. Südlich vom Monte Parei sammelte ich einen grau bis braun anwitternden, im frischen Bruch schmutziggelben Sandstein, dessen kalkiges Zwischenmittel viele $\frac{1}{2}$ bis 1 mm große, z. T. vollkommen gerollte Quarzstückchen umschloß. Daneben viel Hornstein. Bohnerz sehr selten.

Stück 52. In der Halde südöstlich vom Monte Parei lag ein graubrauner Sandstein, der aus vorwiegend winzigen Quarzkörnchen zusammengesetzt war. Nur einzelne größere, gerundete und gerollte Einschlüsse hatten einen Längsdurchmesser von 2 bis 6 mm. Auch einige halbausgewitterte, polierte Brauneisenbohnen habe ich an diesem Stück beobachtet.

Stück 53. Ein Sandstein vom Monte Sella di Fanes (Südseite) enthielt im reichlich vorhandenen bräunlichen Bindemittel (Kalk) kantengerundete Quarzstückchen der verschiedensten Größe und außerdem ein paar Bohnerzkörner.

Stück 54. Einen äußerst feinkörnigen, graubraunen Sandstein, der sehr an jenen — allerdings bedeutend härteren — aus der Unterkreide erinnert, habe ich an der Südseite des Seekofels (östlich von Punkt 2309) gefunden. Mit der Lupe ließen sich Quarz und Bohnerz feststellen. Das Bindemittel ist kalkig. Das Stück zeigt deutliche Schichtung.

Untertype: Gemischte Sandsteine.

Das sind jene Sandsteine, an deren Zusammensetzung außer Quarz sich auch andere Bestandteile (Kalk usw.) in erhöhtem Maße beteiligen.

Stück 55—57. Fundort: Paresberg, in der Mulde südsüdöstlich vom Gipfel. Die Proben sind im angewitterten Zustande und im frischen Bruche graubraun. In der dichten, feinkörnigen, z. T. aus Quarz bestehenden, im übrigen jedoch kalkigen Grundmasse liegen mehr oder weniger stark gerollte Einschlüsse, deren größter Durchmesser bis zu 25 mm beträgt. Hauptbestandteil ist Quarz. Die übrigen Rollstücke werden von hellem und rötlichem Liaskalk, zuckerkörnigem Dachsteindolomit, brannem Dolomit, Hornstein, Bohnerz, Quarzphyllit und grauen, grünlichen bis rötlichen Quarzsandsteinen gebildet. Letztere dürften aufgearbeitete Grenzbildungen sein.

Stück 58. Bei einem am Paresberg gesammelten Stück liegt der seltene Fall vor, daß an Stelle des kalkigen ein ockerfarbenes bis rothbraunes, eisenschüssiges Bindemittel (Brauneisenerz) auftritt, das die kantenstumpfen, mitunter aber auch gut gerollten Einschlüsse — Quarz, Dolomit, Liaskalk, Hornstein, Bohnerz, bunte Sandsteine und kristalline Schiefer — umgibt. Die Korngröße ist gering (maximal 4 mm). Die Gesteinsprobe wird stellenweise von einer Brauneisenerzkruste überzogen.

Stück 59 n. 60. Ziemlich verbreitet ist auch ein feinkörniger Quarz-Bohnerz-Sandstein mit kalkigem Bindemittel. Besonders feines Korn enthält ein Stück vom Paresberg, in dem die massenhaft vorhandenen Bohnerzkörner fast ausnahmslos auf Hochglanz poliert sind, während der Quarz weniger gut bearbeitet zu sein scheint. Eine Probe, die ich am Aufstieg vom Lac Pischodel zur Scharte 2360 sammelte, war durch das hier noch reichlicher enthaltene gröbere und z. T. schon zersetzte Bohnerz dunkelbraun gefärbt.

Stück 61. Ein aus dem Grenzhorizont des Neuner stammender, im innersten Wengental bei Punkt 1848 gefundener Quarzsandstein enthielt mehrere bis 4 cm große, teilweise gut gerollte, schwarze Hornsteine, die bei flüchtiger Betrachtung mit den schwarzen Einschlüssen mancher Grenzbildungen (siehe unter Kalkbreccien) verwechselt werden könnten.

Stück 62. Am Aufstieg zur Forcellascharte (Punkt 2360, vom Lac Pischodel aus) lag ein grau angewitterter, an frischen Stellen gellicher, feinkörniger Sandstein. Das kalkige Bindemittel enthielt gerundeten bis gerollten Quarz (durchscheinend weiß, gelb und rot), Bohnerzkügelchen, ockeriges Material und Hornstein. Die Körner waren durchschnittlich $\frac{1}{2}$ —1 mm groß.

Stück 63. An der Südseite des Monte Sella di Fanes fand sich ein sehr feinkörniger, gelbbrauner Kalksandstein mit kleinen, höchstens $\frac{1}{2}$ mm großen Einschlüssen von Quarz, Dachsteindolomit und Bohnerz.

Von der an Grenzbildungen besonders ergiebigen Mulde südlich vom Gipfel des Paresberges sind noch folgende Sandsteine bemerkenswert:

Stück 64. Ein graubraun anwitternder, im frischen Bruche grauer Sandstein mit kalkigem Zwischenmittel. Die einzelnen Bestandteile sind eckig und maximal 5 mm groß. Es wurden beobachtet: Quarz, Dachsteindolomit, Hornsteine und kristalline Schiefer.

Stück 65. Ein brännlicher Sandstein mit Kalkspat als Zement. Darin sind größere (bis 2.5 cm) tonige Einschlüsse von gelber, ockeriger und brauner Farbe, ferner Quarz- und Bohnerzkörnchen eingestreut.

Stück 66. Ein brauner Sandstein, bestehend aus Bruchstücken von Dachsteindolomit, Liaskalk und ockerigem Material, die durch ein gelbbraunes, kalkiges, mit massenhaft Bohnerz (bis 1 cm) erfülltes Bindemittel verkitet sind.

Typus: Rauhacke.

Zu den bezeichnendsten und häufigsten Gesteinen an der Trias-Jura-Grenze gehören ockerfarbene Rauhacken. Sie bewirken z. T. die Rot- und Braunfärbung des Grenzhorizontes.

Stück 67. Am Monte Sella di Sennes (hauptsächlich an seiner Nordwestflanke) läßt sich diese Type am besten studieren. Sie ist das zellig-kavernöse Auslaugungs-

produkt einer Dachsteindolomitreccie, wobei die relativ weichen Bestandteile (Dachsteindolomit) ausgewittert sind, während das härtere, mehr oder weniger kalkige Bindemittel die dünnen, oft geradezu messerschneidenartigen Wände der „Zellen“ bildet. Gleiches Material ist auch am Aufstieg vom Antonijoch zum Monte Sella di Fanes (wenige Meter höher als das Joch) sowie an der Croda del Becco zu beobachten.

Stück 68. Eine Art „Rauhacke“ traf ich westlich vom Kleinen Seekofel in der Rinne nördlich der Scharke 2614. Es ist eine poröse, rauhackeähnlich angewitterte Sinterbildung mit winzigen Quarzgeröllen und vielen (bis 2 mm großen) Bohnerz-
kugeln.

Einen Überblick, wie sich die Einschlüsse auf die Gesteinstypen verteilen, gibt folgende

Zusammenstellung der Untersuchungsergebnisse.

Type	Untertypen	Stückzahl	Davon enthalten					
			Kristalline Schiefer	Quarz	Hornstein	Dolomit	Kalk	Bohnerz
Breccie	Dolomitreccien	4	—	1	—	alle	—	3
	Kalkbreccien	4	—	—	—	—	alle	1
	Gemischte Breccien ..	7	—	—	—	alle	alle	2
Konglomerat	Dolomitzkonglomerate.	3	—	1	1	alle	—	2
	Quarzkonglomerate ..	11	1	11	5	3	3	8
Sandstein	Kalksandsteine	17	1	13	2	5	alle	15
	Quarzsandsteine	8	—	alle	4	—	—	6
	Gemischte Sandsteine.	12	5	11	7	7	5	10
Rauhacke	2	—	1	—	1	—	1

Von 68 untersuchten Handstücken entfällt mehr als die Hälfte (genauer 37) auf die Sandsteintypen, während sich Breccien und Konglomerate — beide in fast gleichem Verhältnis — nebst Rauhacke in den Rest teilen.

Von diesen 68 Proben enthalten 48 Stücke, das sind 70%, Bohnerz und im ganzen 46 Stücke oder 67% Quarz. Bohnerz ist in allen Untertypen enthalten, dagegen fehlt Quarz in den Breccien fast ganz.

Einschlüsse von kristallinen Schiefen (Quarzphyllit, Glimmerschiefer usw.) beschränken sich hauptsächlich auf die gemischten Sandsteine. In Breccien, Dolomitzkonglomeraten, Quarzsandsteinen und Rauhacke habe ich sie nicht gefunden.

Hornsteine ließen sich in den Breccien und Rauhacke nicht nachweisen.

Kalk- und Dolomiteinschlüsse waren in 36, bzw. 30 Stücken zu beobachten.

Es erhebt sich nun die Frage, woher und wie das Material zur Bildung solcher Aufarbeitungsprodukte genommen sein mag, da es ja nicht nur den unterlagernden Dolomitschichten entstammt, sondern in

beträchtlichen Mengen Liaskalk und ungemein viele ortsfremde Bestandteile enthält.

Wie schon betont wurde, fehlt gerade im Bereiche der Wechsellagerung die sonst überall anstehende zweite Form der Grenzschiechten. Diese auffallende Scheidung innerhalb desselben Horizontes muß ihre besondere Ursache haben. Ist die heute nur im mittleren Teile der St. Vigiler Dolomiten erhalten gebliebene, vielleicht ursprünglich viel weiter verbreitete Wechsellagerung von Kalk und Dolomit das Primäre und sind die zweitbeschriebenen Grenzbildungen das Sekundärprodukt, dann findet das in letzteren so häufige Vorkommen von Liaskalk zwischen Dolomitfragmenten seine Erklärung und zugleich die geologische Regel, daß fast jeder Transgression Abtragserscheinungen des später überlagerten Gebietes (Abbruch von Trennungsschichten) vorausgehen, ihre Bestätigung.

Man kann sich vorstellen, daß unsere Wechsellagerungsschicht in einer ruhigeren, geschützten Lage des seichten Meeres inselartig verschont blieb, während von außen her durch zerstörende Kräfte — Unterwaschung, Wellenschlag, Brandung u. dgl. — eine Abrasion dieses jüngsten Schichtpaketes erfolgte, als der Rückzug des triadischen Seichtmeeres begann und vorübergehende Austrocknung hinzukam, bevor die große Überflutung durch das Jurameer eintrat. Durch die Senkung des Wasserspiegels wurde der Rückstau der Zuflüsse aufgehoben, sie konnten ihr Rinnsal in den freigelegten Meeresboden weiter vorschieben und dolomitenfremde Geschiebe aus ihrem Quellengebiete zuführen, um sie als Schotter- und Sandbänke abzulagern. Nur durch solche Vorgänge läßt sich die Mannigfaltigkeit der Bestandteile und Formen jener Grenzbildungen erklären.

Die Herkunft von Dolomit und Kalk kann nach obigem nicht zweifelhaft sein. Sie stammen aus den zertrümmerten Wechsellagerungen, ersterer vielleicht auch aus dem unterlagernden Dachsteindolomit. Die Liaskalkstücke sind, weil nur auf kurzer Strecke transportiert, zur Mehrzahl kantenfrisch, besonders in den Kalkbreccien. Dasselbe gilt auch vom Dolomit. Die dunklen bis schwarzen Kalkeinschlüsse mancher Grenzbildungen kommen in den St. Vigiler Dolomiten nicht primär anstehend vor. Über ihre Herkunft bin ich mir nicht im klaren. Klebelsberg vermutet rhätisches Alter (36, S. 62). Nach langem Suchen fand ich in einem derartigen Kalkfragment im innersten Krippetal (aus dem Grenzhorizont des Monte Sella di Sennes stammend) den Stielquerschnitt eines *Encrinus*. Über das Vorkommen ähnlicher Gesteine in der Sorapiss-Gruppe berichtet Schwinner (62).

An der Zusammensetzung der Aufarbeitungsprodukte ist Quarz in hohem Maße beteiligt. Die Körner sind im allgemeinen gut gerollt, was bei ihrer großen Härte auf beträchtliche Transportweite schließen läßt. Die Bezugsmöglichkeiten sind bald aufgezählt: aus dem Grödner Sandstein kann er kaum stammen, weil dieser meist feinkörnig ist und weil große Einsprenglinge darin wohl vorkommen, aber immerhin seltener sind. Die in den Grenzbildungen häufigen Rollstücke mit mehreren Zentimetern Durchmesser setzen bedeutend größer dimensioniertes Ausgangsmaterial voraus. Auch der Quarzporphyry kann aus diesem Grunde nicht in Betracht kommen. Außerdem ist gerade der nördlich vorgelagerte Dolomitenrand ein ausgesprochenes Fehlgebiet für dieses Eruptivgestein.

So bleibt denn für die Herkunft des Quarzes nur mehr das kristalline Grundgebirge übrig. Für die Richtigkeit dieser Annahme scheinen Einschlüsse von sicheren kristallinen Geschieben zu sprechen. Als solche kommen in Betracht: Quarzphyllit in mehreren Stücken vom Paresberg sowie Glimmerschiefer und Anhäufungen von Kaliglimmer am Col di Siores und am Wege zur Egerer-Hütte (südwestlich vom „Nabigen Loch“). Daß man so wenig Quarzphyllitbrocken findet, hängt mit der relativ leichten Aufarbeitbarkeit des Glimmers und seiner Loslösung vom Quarz während des Transportes zusammen.

Klebeisberg (36, S. 63, und persönliche Mitteilung) hat Quarzphylliteinschlüsse der Grenzzone zwischen Hauptdolomit und Grauen Liaskalken auch in den Lessinischen Alpen entdeckt.

Über Einschwemmung zentralalpiner Gesteine „an der Grenze zwischen Dachsteinkalk und Lias“ berichtet auch Penck (53, S. 229) aus den Nördlichen Kalkalpen:

„Die unterste Liaspartie ist in den östlichen Kalkalpen häufig eisenschüssig und birgt nuß- bis faustgroße Gerölle von Gesteinen aus den Centralalpen. Solche werden mehrfach auf der Höhe des Steinernen Meeres z. B. am Brunnsulzenkopf gefunden, wie auch auf den Höhen des Dachsteingebirges, von wo sie als Augensteine längst bekannt sind. Offenbar sind dieses alte Flußgerölle, welche lehren, daß nach der Ablagerung des Dachsteinkalkes nicht unmittelbar Lias folgte, sondern daß inzwischen aus den Centralalpen kommende Flüsse dort strömten, wo kurz zuvor und kurz nachher das Meer sich erstreckte.“

Bezüglich der „Augensteine“ im Dachsteingebiet vergleiche bei Ampferer (1).

Ein wesentlicher Bestandteil in den Grenzbildungen ist das Bohnerz. Wer diese ungemein charakteristischen Kügelchen einmal gesehen hat, dem werden sie im Gestein sofort wieder auffallen. Die Anwesenheit von Bohnerz deutet auf zeitweilige Verlandung und atmosphärische Einwirkung. Die meist vollkommene Rollung im Vereine mit guter Politur zeigt an, daß Flußtransport oder Brandung wirksam war. Bezüglich Herkunft und Entstehung läßt sich nichts Sicheres, allgemein Gültiges, sagen. Schaligen Aufbau habe ich trotz der geringen Korngröße manchmal beobachtet. Die Strichproben weisen bald auf Limonit (braun), bald auf Hämatit (rot). Bemerkenswert erscheint mir, daß auch angerostete Pyritwürfel in einer Grenzbildung vorkommen. Man kann an ihnen Übergänge von echten Würfeln zu kantenstumpfen bis rundlichen Gebilden sehen. In einem anderen Falle stammt ein metallisch glänzendes, schwarz oxydiertes, gerundetes Korn offenbar von einem Pyritwürfel, denn es sind infolge Abtrennung einer Kalotte Würfelspalflächen deutlich sichtbar. Zum Vergleich möchte ich anführen, daß ich aus dem Mitterberg bei Bischofshofen einen schwarzen, kantengerundeten („abgelutschten“) Pyritkristall von 1 cm Kantenlänge besitze, der die Umwandlung bereits so weit durchgemacht hat, daß er, was Form, Farbe und Glanz anbelangt, jenen Körnern vollkommen gleicht. Auch Magnetit, der in den kristallinen Schiefen, z. B. des Ahrntales, in kleinen Oktaedern häufig vorkommt, könnte eine ähnliche Verwandlung erfahren.

Von diesen Eisenoxyden stammt die besonders aus der Ferne auffallende Rostfarbe dieser Grenzschichten, welche durch Tropf- und Sickerwasser örtlich bis in die oberen Teile des liegenden Dachsteindolomites übertragen wird.

Ein weiterer wichtiger Bestandteil in den Grenzbildungen ist der Hornstein. Die Einschlüsse sind gewöhnlich klein, einzelne, besonders die schwarzen, erreichen aber Größen von mehreren Zentimetern. Fast alle Stücke zeigen gute Rollung, was wiederum auf weiten Transport oder starke Brandung hindeutet. Woher sie stammen, läßt sich nicht angeben, da Hornsteine weit verbreitet sind und auch in mehreren Formationen der Dolomiten vorkommen, beispielsweise im Unteren Muschelkalk, in den Buchensteiner Schichten und im Dachsteindolomit (siehe Dachsteindolomit).

Die Ergebnisse der Untersuchungen an der Trias-Lias-Grenze in den St. Vigiler Dolomiten lassen sich kurz in folgende Sätze zusammenfassen:

1. Die Trias schließt nach oben in rein dolomitischer Fazies ab.
2. Der oben aus dem Dachsteindolomit ohne scharfe Grenze hervorgehende, zuckerkörnige, feinkristalline, fast weiße Dolomit repräsentiert hier die rhätische Stufe.
3. Der Übergang aus der Trias- in die Juraformation vollzieht sich über eine maximal 6 m mächtige Zwischenlage, welche ungeachtet ihrer sehr wechselnden Zusammensetzung und Ausbildungsform eine stratigraphische Einheit bildet.
4. Die auf dem Sennesplateau vorherrschende primäre Form der Zwischenlage ist ein Wechsellagerungspaket von Kalk und Dolomit, die peripher anschließende, sekundäre setzt sich aus dessen Trümmern und aus fluvial zugeführten Geschieben zusammen.
5. Die wichtigsten Kennzeichen der klastischen Sekundärform sind: Einschlüsse von Bohnerz, Quarz, Glimmer, Hornstein.
6. Wegen des Vorkommens von Liaskalk in den Wechsellagerungen und in den anderen Grenzbildungen erscheint die Zuzählung des Trennungshorizontes zum Unteren Lias gerechtfertigt.

Es wäre vermessen, aus diesen über ein verhältnismäßig kleines Gebiet reichenden Feststellungen weitergehende Schlüsse zu wagen. Immerhin bestärken mich aber die obenerwähnten Fernbeobachtungen und die so häufig aus der Literatur durchsickernden Andeutungen über unbestimmte Funde von breccienartigem Gestein, Konkretionen und Sandsteinen mit eisenschüssigem Bindemittel, Wechsel der Schichten u. dgl. unweit der oberen Triasgrenze, in der Annahme, daß sich für die begonnene Abgrenzungsarbeit ein weites Feld öffnet und daß die Ansicht Klebelsbergs bezüglich des Grenzhorizontes für größere Erstreckung in den Dolomiten Geltung erlangen wird.!

Unterer Jura (Lias).

Über den Grenzsichten folgen in den St. Vigiler Dolomiten helle, reine Rifflalke. Sie mögen früher ein großes Gebiet, vielleicht die ganze Dachsteindolomitplatte, bedeckt haben und viel mächtiger gewesen sein, heute sind sie nur mehr in einzelnen größeren und kleineren Gebiets-teilen erhalten.

Die Verbreitung wurde z. T. schon beim Dachsteindolomit und bei der Trias-Jura-Grenze besprochen. Ein breiter Streifen dieser Kalk-

decke zieht sich vom Monte Sella di Sennes in südöstlicher Richtung über die Sennesalpe in das Tal des Boite und baut östlich desselben den Monte Cadini auf. Jenseits Val Salata bedecken diese Schichten das wellige Hochland der Fossesalpe und biegen von dort als Platte steil auf zum Seekofel, dessen oberes Drittel sie bilden. Kleine Kalkinseln und in den Dachsteindolomit vorspringende Zipfel sind die Reste einer ursprünglich viel größeren Kalkauflagerung.

Ein geschlossenes Areal dieses Gesteines liegt im Süden des Aufnahmegebietes. Dort nehmen die Liaskalke einen Großteil der Col Becchei-Gruppe ein. Abgesehen von kleinen Aufschlüssen im Inneren, tritt der liegende Dachsteindolomit nur in ihrer Umrandung am Falé und an der Croda d'Antruilles zutage.

Große Ausdehnung erlangen sie in Fanes. Andere, aus der Literatur nicht bekannte Vorkommen bilden den Gipfel des Monte Sella di Fanes (2654 m) sowie den oberen Teil jenes bis auf 2470 m aufragenden, bei den Grenzschichten erwähnten, vom Neuner abgetrennten Felskopfes. Ein kleiner Rest ist in einer Mulde südlich vom Gipfel des Paresberges¹⁾ erhalten geblieben. Er stellt, wenn auch tektonisch gestört, gleichsam die Verbindung zwischen den Kalken auf dem Sennesplateau und jenen in der Kreuzkofelgruppe her. Auch der Paresbergzug scheint früher eine größere Jurakappe getragen zu haben. Spärliche Reste von Grenzbildungen nordwestlich vom Gipfel und an dem von der Mulde gegen SE verlaufenden Grate lassen das vermuten.

Ein Vergleich der beiliegenden Karte mit den älteren Aufnahmen (Mojsisovics, Kober) zeigt, daß die Liaskalke seit Ermittlung der Trias-Jura-Grenze, im Sinne Klebelsbergs, im kartierten Bereiche eine viel größere (nahezu die dreifache) Fläche einnehmen, u. zw. auf Kosten des Dachsteindolomites. Auch in der östlich anschließenden Gruppe der Hohen Gaisl und in der südlich vom Fanesbache gelegenen Furcia Rossa sind Liaskalke viel weiter verbreitet, als bisher angenommen wurde.

Die lithologischen Verhältnisse haben besonders Loretz (45) und Klebelsberg (34) recht treffend geschildert. Die Liaskalke sind ein Komplex von deutlich gebankten, reinen Riffkalken. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke schwankt zwischen $\frac{1}{2}$ und 2 m. Die Farbe ist fast durchwegs hell (weiß, grau, gelblich). Die unteren Partien sind bisweilen blaßrosa angehaucht. Besonders bunte Kalke kann man am Paresberg finden: vom reinsten Weiß über Gelb, Rot, Violett bis zum dunklen Braun. Sehr häufig sind die Kalke auch gesprenkelt oder von roten Drucksuren durchzogen, zackigen Verlaufes wie Schädelnähte. (Gut ausgebildet im Seekofelgebiete zwischen dem Nabigen Loch und dem Ofen). Sie sind dichte, feste Kalke mit splitterigem bis muscheligen Bruche. Ein sehr charakteristisches Kennzeichen ist nach meinen Beobachtungen jener eigenartige Geruch, wie man ihn auch beim Reiben oder Zerschlagen von Quarz wahrnimmt.

So einformig, wie sie vielleicht bei flüchtiger Begehung erscheinen können, sind die Liaskalke keineswegs überall entwickelt, es lassen sich

1) Vom inneren Wengental aus kann man südlich vom Gipfel die Kalke an ihrer bleichgrauen Farbe und an den rundlich abgewitterten Formen erkennen.

vielmehr bei näherer Untersuchung allenthalben auch Abweichungen von der normalen Ausbildung beobachten.

Vor allem ist hier eine merkwürdige Erscheinung zu besprechen, die auch Reithofer aus der Sellagruppe (57, S. 552) erwähnt. Der untere Liaskalk enthält nämlich im Bereiche der Sennesalpe, besonders häufig am Col di Siores, scharfkantig begrenzte Stücke eines dunkelgrauen bis schwarzen Kalkes. Diese Einschlüsse erreichen alle Größen bis zu 5 cm und scheinen den im Kapitel Trias-Lias-Grenze erwähnten zu gleichen. Fossilien ließen sich hier nicht nachweisen. Das ursprünglich Anstehende dieser sedimentär eingelagerten, schwarzen Kalke ist noch nicht ermittelt, weshalb auch keinerlei Anhaltspunkte über Alter und Ablagerungsbedingungen gegeben sind. Sicher dürfte nur sein, daß das Material zu solchen „Breccien“ nicht weit transportiert worden war. Vielleicht läßt sich die Zertrümmerung auf eine im unteren Lias eingetretene Krustenbewegung (Hebungsauffaltung) in einem benachbarten Ablagerungsbereiche zurückführen.

Einigermaßen häufig sind auch oolithische Kalke zu finden. Dabei lassen sich zwei Typen unterscheiden: gelbliche Kalke mit einer Art „Großoolithstruktur“ in Fosses sowie ebenfalls gelbliche, z. T. spärlich Crinoideen führende Kalke am Paresberg, erfüllt mit zahllosen hellen Oolithen, die eine weiße Kernpartie aufweisen und $\frac{1}{4}$ bis $\frac{1}{2}$ mm Durchmesser haben.

Am Aufstieg vom Fanessee zur Alpe Großfanes überschreitet man ungefähr nördlich von Punkt 1843 eine den Liaskalken konkordant eingelagerte, 2 m mächtige Bank von mylonitisierendem, dolomitischem Kalk.

Am Fahrweg Podara Vedla—Sennes ist an einigen Stellen graugrüner, mergeliger Kalk entblößt. Unweit trifft man ihn rot und grau gebändert.

Südwestlich vom Col Pira Maura ist den Liaskalken ein sehr fester, roter Kalk eingeschaltet, auch beim Besteigen des Seekofels findet man ähnliche Einlagerungen und grünliche, geschieferte Partien.

Nicht selten sind die Kalkblöcke mit einer oft mehrere Zentimeter dicken Kruste von Brauneisenerz überzogen. Derartige Bildungen kann man westlich vom Limosee bei Punkt 2424, westlich vom Col Fozerres, am Wege von Sennes zur Egerer-Hütte, am Seekofel in 2740 m Höhe und sehr hübsch an ein paar Blöcken an der Porta sora al forn (Punkt 2388) oberhalb der Egerer-Hütte sehen. Nach Klebelsberg (34, S. 348) sind es „Beweise dafür, daß auch in jüngerer Zeit noch festländische Verwitterungsvorgänge wirksam waren“.

Am Paresberg fand sich eine gelbbraune „Lumachelle“, voll von unbestimmbaren Schalenresten.

Die Liasvorkommen in Sennes—Fosses, im obersten Boitetal, in Fanes und in der Col Becchei-Gruppe sind schon seit den Aufnahmen von Loretz und Mojsisovics bekannt und unbestritten. Nach meinen Erhebungen gehören nicht nur diese Vorkommen, sondern die oben beschriebenen Kalke in ihrer Gesamtheit dem Lias an. Um jeden Zweifel über das liasische Alter der neu kartierten Kalke zu zerstreuen, führe ich folgende Tatsachen an:

1. In stratigraphischer Hinsicht: die Kalke bilden im allgemeinen und speziell mit jenen, schon bisher als sicherer Lias angesprochenen Gesteinsvorkommen von Sennes, Fanes usw. ein und denselben Horizont und sind überall den Grenzschichten konkordant aufgelagert.

2. In lithologischer Hinsicht sind sie im großen wie im Handstück in bezug auf Fazies, Bruch, Farbe usw. vollkommen gleich beschaffen. Auch ihr Verwitterungsprodukt ist überall gleich grobstückig und niemals grusig.

3. Paläontologische Beweise liefern die für Lias bezeichnenden, vom Verfasser gefundenen Fossilien:

<i>Terebratula punctata</i> Sow.	Seekofel — Südseite, westlich von der Quelle.
<i>Terebratula dubiosa</i> Haas	Paresberg.
<i>Lithiotes</i> sp.	Monte Sella di Sennes — Nordseite.
<i>Pachymegalodon</i> sp.	Nordwestlich von der Alpe Fodara Vedla.

Ferner die Faunen aus den eingelagerten Crinoidenkalken, deren Besprechung weiter unten folgt.

4. Auch morphologisch ist nicht der geringste Unterschied zu konstatieren. Dasselbe gilt auch von der Vegetationsarmut.

Die Fossilführung der Liaskalke ist im Verhältnis zur Verbreitung und Mächtigkeit recht spärlich. Man kann wohl in einzelnen Bänken — etwa am Aufstiege von der Egerer-Hütte zum Seekofel oder an dessen Südseite — zahlreiche Gastropoden- und Brachiopodenquerschnitte finden, im einzelnen ist es aber wegen der Härte und des muscheligen Bruches fast immer unmöglich, etwas Bestimmbares herauszubekommen. Meistens sind die Versteinerungen nur im angewitterten Zustande sichtbar, beim Zerschlagen der betreffenden Stücke ist dann gewöhnlich nichts oder höchstens eine feine Linie, welche die Umrisse des Einschlusses andeutet, zu erkennen. Die gleichen Erfahrungen mit solchen Liaskalken wurden auch in anderen Teilen der Dolomiten gesammelt: Kreuzkofelgruppe (34), Sellagruppe (57) und Monte Pelmo (25).

Der Liaskalk ist der dritte und zugleich letzte Hauptfelsbildner in den St. Vigiler Dolomiten. Er baut die höchsten Gipfel des Gebietes auf: Seekofel (2810 m), Monte Sella di Sennes (2787 m), Monte Sella di Fanes (2654 m), Monte Parei (2793 m), Croda del Becco (2735 m) und Col Becchei (2511 m). Die Mächtigkeit erreicht ihren höchsten Wert mit 500 m in den Wänden südlich vom Monte Parei, ist aber sonst viel geringer, durchschnittlich 300 m. Steilstellung der Schichten im Verein mit bedeutenden Faltungen lassen dieses Schichtpaket manchmal mächtiger erscheinen.

Im Bilde der Landschaft fallen die Liaskalke als pralle, dickgebankte, sonst aber in sich wenig gegliederte Wände von bleichgrauer Farbe auf. Wegen ihrer Reinheit und infolge der Höhenlage ist die chemische und mechanische Einwirkung des Wassers intensiver und verursacht fast überall eine mehr oder weniger weitgehende Verkarstung. Vorwiegend dort, wo diese Kalke vegetationsarm sind, öffnen sich bis ein paar Meter tiefe Schlünde.¹⁾ Im Bereiche der Sennesalpe kann man auch viele Dolinen sehen. Eine ungemein häufige Erscheinung sind ferner Karstrillen, die oft nur durch messerschneidenartige Kämme voneinander getrennt sind. Natürlich spielt sich schon im kleinen dieser Auflösungsprozeß ab. Man braucht nur ein Stückchen von der körnig anwitternden Oberfläche eines Kalkblockes zu betrachten, um sich davon zu überzeugen. Im übrigen ist bezeichnend für dieses Gestein seine Neigung zu stumpfer, abgerundeter Blockbildung. Die Halden enthalten nur grobes Material und unterscheiden sich dadurch wie durch die blaugraue Färbung von den hellen, oft auch

¹⁾ Ein Karrenfeld, das (besonders mit genagelten Schuhen) schlecht zu begehen ist, breitet sich südlich vom Monte Sella di Sennes aus.

bunten, gelblichen, rötlichen, aus kantigen Stücken bestehenden Schutthalden des Dachsteindolomits. Wo der letztere noch bis weit hinauf begrünt und durch magere Weideböden gekennzeichnet ist, erscheinen die Kalke in gleicher Höhe und Exposition regelmäßig schon als Ödflächen. Sie zeigen so recht die Abhängigkeit der Vegetation vom unterlagernden Gestein. Die mannigfache Spalten- und Labyrinthbildung leitet die Niederschläge rasch wieder ab, zwingt daher die Pflanzenwelt zu äußerster Sparsamkeit mit dem Wasser. Deshalb findet man hier nur Gewächse, die längere Trockenperioden überdauern können, z. B. *Cirsium spinosissimum* und die wie ein blaugrüner Hauch bis in die höchste Region das Kalkgestein überziehende Flechte *Hymenelia canziana*. Eine üppigere Vegetation (Moose, Farne) besiedelt die relativ feuchten Spalten, in den windgeschützten und humusreicheren Mulden und Dolinen gedeiht der blaublühende Eisenhut (*Aconitum Napellus*), der übrigens nicht minder als *Cirsium* eine ausgesprochene Schaflegerpflanze ist. In tieferen Lagen stellen sich Legföhren, Zirben und Fichten ein.

Crinoidenkalke (Lias).

Zusammen mit den grauen Liaskalken treten an mehreren Stellen des Gebietes Crinoidenkalke auf. Die größten Vorkommen liegen bei der Alpe La Stuva und in Fosses, kleinere, bis jetzt noch nicht beschriebene am Paresberg und südlich vom Gipfel des Monte Parei.

Bezüglich der Lagerung dieser Crinoidenkalke sind zwei Fälle gegeben: entweder sind sie den Liaskalken als Linsen eingeschaltet, oder sie folgen über ihnen als ein nächst höherer (jüngerer) Horizont.

Ihr Korn ist fein bis grob, die Farbe bald rein weiß, bald rot. Fossilien lassen sich aus diesen durchwegs festen Kalken nur schwer gewinnen.

Das kleinste Vorkommen ist jenes am Paresberg. In der schon öfter genannten Mulde südlich vom Gipfel sind stellenweise rote und weiße Crinoidenkalke zu finden, deren ursprüngliche Lagerung sich nicht mehr ermitteln läßt. Vermutlich repräsentieren sie unteren Lias. Die roten, feinkörnigen Kalke zeigten keine Fossilreste, die weißen, grobkörnigen enthielten folgende Fauna:

Crinoiden,
Rhynchonella cfr. *Reynesi* Gemm.,
 „^{sp.},
Waldheimia sp.,
Pecten sp.

An der Südseite des Monte Parei ist oberhalb des Steiges eine 2—3 m breite Linse von rotem, feinkörnigem, besonders festem Crinoidenkalk den unteren Liaskalken konkordant eingeschaltet. An Versteinerungen fanden sich Crinoiden und kleine Brachiopoden, von denen einer als *Rhynchonella* sp. bestimmt werden konnte.

Weitaus größer sind die Vorkommen in Fosses. Verläßt man den Weg zur Egerer Hütte etwa dort, wo er südöstlich vom Col di Siores scharf umbiegt, und geht in östlicher Richtung gegen die Fosses-Seen, so überschreitet man auf halbem Wege die ersten Bänke der hier den Liaskalken aufgelagerten Crinoidenkalke. Sie sind schneeweiß (wie überhaupt im Bereiche der Fosses-Alpe nur weiße vorzukommen scheinen) und glazial angeschliffen. Auch am Abstieg von den Fosses-Seen ins Boitetal überschreitet man weiße Crinoidenkalke. Vom Verfasser wurden gefunden:

Crinoiden,
Rhynchonella pusilla Gemm.,
 „ sp.,
Terebratula punctata Sow.,
 „ *Aspasia* Menegh.,
Waldheimia ampezzana Böse und Schlosser,
Pecten sp.,
 Gastropodenreste,
 Belemniten.

Mit Ausnahme der bereits von Kober (39) erwähnten *Terebratula Aspasia* sind die genannten Versteinerungen für den Fundort „Fosses“ neu.

Das wichtigste und am besten untersuchte Vorkommen liegt im Quellgebiete des Boite. Hier treten im untersten Teile der Lavinores als lange Linse (wenn man die wenigen Meter Hangendkalk noch zum Lias rechnet) in einer Mächtigkeit von höchstens 20 m weiße und rote Crinoidenkalke zutage. Sie sind bisweilen deutlich gebankt. Das Gestein liefert gute Böden, ist deshalb meist üppig bewachsen, doch sind im Kriege mehrere Aufschlüsse durch Felsprengungen für Unterstände, Baracken usw. neu geschaffen worden. Das gewonnene Material fand auch zum Bau von Fundamenten Verwendung. Die Crinoidenkalke von La Stuva beherbergen eine reiche Brachiopodenfauna, die von Böse und Schlosser (80) genau bearbeitet wurde. Nach den Untersuchungen der genannten Autoren hat sie mittelliasisches Alter, wobei Schlosser für die Beurteilung des Alters dieser Fauna nicht einzelne Formen, sondern den Gesamtcharakter als maßgebend nimmt.

Eine besonders gute und reichhaltige Ausbeute haben die roten Crinoidenkalke nordwestlich von Punkt 1854 geliefert. Meine Ansammlungen enthalten:

Crinoiden,
 Seeigelstachel,
Rhynchonella Reynesi Gemm.,
 „ *palmata* Opp.,
 „ sp. cfr. *Greppini* Opp.,
 „ *Albertii* Opp.,
 „ *Dalmasi* Dum.,
 „ *retroplicata* Zitt.,
 „ *fascicostata* Uhlig,
 „ *pilula* Böse und Schlosser,
 „ *variabilis* Schloth.,
 „ *Zugmayri* Gemm.,
 „ *Zitteli* Gemm.,
 „ sp.,
Spiriferina rostrata Schloth.,
 „ *angulata* Opp.,
 „ *gryphoidea* Uhlig,
 „ *decipiens* Böse und Schlosser,
 „ sp.,
Terebratula De Lorenzoi Böse und Schlosser,
 „ *chrysnilla* Uhlig,
 „ *Aspasia* Menegh.,
 „ sp.,
Pseudokingena Destongchampsii Dav.,
Waldheimia ampezzana Böse und Schlosser,
 „ *mutabilis* Opp.,
 „ *Meneghinii* Par.,
Pecten sp.,
Arietites sp.,
Belemnites sp.

Bemerkungen zur Liste.

Die gesperrt gedruckten sind neu gegenüber den von Böse und Schlosser (80) vom Fundort „La Stuva“ beschriebenen 26 Brachiopoden-Arten, von denen ich bei meinen Aufnahmen 18 wieder gefunden habe.

Rhynchonella Albertii Opp.

<i>Rhynchonella Albertii</i> Opp.	(92, S. 546, Taf. XIII, Fig. 4).
„ „ „	(103, S. 290, Taf. IV, Fig. 1—2).
„ <i>Albertii</i> „	(81, S. 43, Taf. V, Fig. 14—17).
„ sp. aff. <i>Albertii</i> Opp.	(80, S. 193, Taf. XVIII, Fig. 1).

Die Arbeit Schlossers (80) enthält mehrere Ansichten einer großen, flachen Form mit dreieckigem Umriss aus der Verwandtschaft der *R. Albertii*. Meine drei, z. T. tadellos erhaltenen Stücke stimmen mit den Abbildungen bei Geyer (81) gut überein. Sie zeigen wie diese den abgestumpft dreiseitigen bis pentagonalen Umriss. Die Wölbung der kleinen Klappe ist stärker. Die große, relativ flache Klappe ist in der Wirbelgegend am meisten gewölbt. Der für diese Art charakteristische kleine und wenig gekrümmte Schnabel ist deutlich zu sehen. Meine Exemplare haben 2 oder 4 Sinusrippen und dementsprechend 3 oder 5 Wulstrippen. Die Mittelrippen sind scharfkantig. Die Dimensionen betragen:

	A	B	C
Höhe.....	18 mm	19·5 mm	15 mm
Breite.....	19 mm	21 mm	16·5 mm
Dicke.....	9·5 mm	11 mm	9·5 mm.

Sonstige Vorkommen: im unteren Lias am Hierlatz bei Hallstatt; im mittleren Lias bei Sospirolo.

Rhynchonella variabilis Schloth.

<i>Rhynchonella Briseis</i> Gemm.	(82, S. 4, Taf. I, Fig. 3 und 6).
„ <i>variabilis</i> Schloth.	(96, S. 143).
„ „ „	(81, S. 36, Taf. IV, Fig. 16—22,
	Taf. V, Fig. 1—13).
„ „ „	(79, S. 180, Taf. XIII, Fig. 17—19).
„ „ „	(80, S. 191, Taf. XVIII, Fig. 7—8).

Diese Art war bisher von der Alpe La Stuva nicht bekannt. Unter meinem Material befindet sich nur ein einziges vollständiges Exemplar, das zwar etwas verdrückt ist, im übrigen aber recht gut in den großen Formenkreis der *Rhynchonella variabilis* paßt. Der Umriss ist fünfseitig. Dem tiefen, mit zwei Rippen besetzten Sinus der flachen Ventralschale entspricht ein auffallend hoher, dreirippiger Wulst an der stark gewölbten Dorsalschale. Sämtliche Rippen, besonders die Mittelrippen, sind scharfkantig. Der Schnabel ist mäßig gekrümmt.

Dimensionen:

Höhe.....	20 mm
Breite.....	24 mm
Dicke.....	14 mm

Andere Vorkommen mittelliasischen Alters: Lavarella, Schwansee bei Füssen, Hierlatz, Schafberg usw.

Rhynchonella Zitteli Gemm.

<i>Rhynchonella Zitteli</i> Gemm.	(82, S. 6, Taf. II,	Fig. 10—11).
"	"	" (79, S. 185, Taf. XIII, Fig. 21—22).
"	"	" (80, S. 192, Taf. XVIII, Fig. 6 und 9).

Von dieser auf La Stuva bisher nicht gefundenen und anscheinend recht seltenen Form fand ich nur ein einziges Exemplar, das besonders mit den Abbildungen bei Böse und Schlosser (80) große Ähnlichkeit hat. Der tiefe Sinus trägt 3, der gerundete und daher weniger hervortretende Wulst 4 hohe, scharfe Rippen. Das aufgeblähte Stück hat folgende Dimensionen:

Höhe	14 mm
Breite	14·5 mm
Dicke	10·5 mm

Andere Fundorte im mittleren Lias: Lavarella (Fanes), Thiersee bei Kufstein, Berchtesgaden.

Spiriferina rostrata Schloth.

<i>Spiriferina rostrata</i> Schloth.	(82, S. 29).
"	" (79, S. 213, Taf. XVI, Fig. 1).
"	cf. " <i>rostrata</i> " Schloth. (80, S. 200, Taf. XVIII, Fig. 28 und 30).

Die grobkörnigen roten Crinoidenkalke enthalten manchmal große isolierte Klappen, die jedoch selten herauspräpariert werden können. Unter meinem Material befindet sich nur ein einziges vollständiges Exemplar, das mit den bei Schlosser abgebildeten Stücken von der Lavarella übereinstimmt. Die große Klappe trägt einen seichten, von zwei undeutlichen Kanten begrenzten Sinus, die zugehörige kleine Klappe einen schwachen Wulst. Der kräftige Schnabel ist bei größeren Individuen stärker eingerollt als bei den Jugendstadien. Einzelne zeigen grobe Anwachsstreifen. Sämtliche Stücke lassen bereits bei Betrachtung mit freiem Auge die punktierte Schale erkennen.

Dimensionen:

Höhe	40 mm
Breite	34 mm
Dicke	25 mm (Die Schalen klaffen etwas!)

Ein noch größeres, mindestens 6 cm hohes Exemplar zersprang unter dem Hammer.

Sonstige Vorkommen: Lavarella, Kramsach, Fonsjoch, Berchtesgaden usw. Überall im mittleren Lias.

Waldheimia mutabilis Opp.

<i>Waldheimia mutabilis</i> Opp.	(81, S. 18, Taf. II, Fig. 31—36; Taf. III, Fig. 1—7).
"	" (79, S. 172).

Diese von La Stuva noch nicht bekannte Art ist unter meinen Aufsammlungen in zwei Exemplaren vertreten, die beide zu den Zeichnungen Geyers (81, Taf. II, Fig. 32) vorzüglich passen. Die zugehörige Beschreibung gilt gleichfalls: Pentagonaler Umriss, etwas höher als breit; größte Breite in oder unterhalb der Mitte; wechselnde Dicke; breiter, gekrümmter Schnabel. Die Schale ist bisweilen fein gestreift.

Dimensionen:

	A	B
Höhe	21 mm	19.5 mm
Breite	19.5 mm	18 mm
Dicke	12 mm	10 mm

Aus dem mittleren Lias von Kramsach, Hierlatz usw. bekannt.

Die Funde von *Rhynchonella variabilis* Schloth., *R. Zitteli* Gemm., *R. Greppini* Opp. und *Spiriferina rostrata* Schloth. sind insoferne von Bedeutung, weil sie schon lange von der Lavarella, nicht aber von La Stuva bekannt waren. Die Zahl der für beide Lokalitäten gemeinsamen Arten betrug früher 12, d. i. nicht ganz die Hälfte der bisher bekannten Arten. Sie erhöht sich nunmehr auf 16.

Außer den besprochenen 5 neuen Arten habe ich noch mehrere Brachiopoden gesammelt, die mit der vorhandenen Literatur nicht bestimmt werden konnten. Möglicherweise handelt es sich bei einigen auch bloß um bisher nicht bekannte Formen aus der Verwandtschaft der *Terebratula chryzilla* Uhlig.

Die bereits von Schlosser beobachtete Tatsache, daß gewisse Brachiopoden an bestimmte Bänke gebunden sind, kann ich bestätigen. Eine nähere Untersuchung dieser Verhältnisse ginge über den Rahmen der mir gestellten Aufgabe, zumal die langwierige und oft mühsame Präparation aus den grobspätigen Crinoidenkalken nicht immer an Ort und Stelle vorgenommen werden konnte. Immerhin ließ sich feststellen, daß z. B. *Rhynchonella palmata*, *angulata*, *ampezzana*, *variabilis*, *Waldheimia mutabilis* usw. auf einzelne Bänke beschränkt sind, während *Rhynchonella fasci-costata* und *Terebratula chryzilla* fast überall vorkommen. Letztere Art findet sich häufiger als *Terebratula Aspasia*. Es geht nicht an, von einer „Zone der *Terebratula Aspasia*“ zu sprechen, weil diese Form nicht selten auch im unteren Lias zu finden ist.

Bezüglich der Gattung *Pecten* kann keine nähere Bestimmung gegeben werden. Die Stücke sind teilweise unvollständig und alle sehr klein. Es liegen mir sowohl glatte als auch mit Gitterskulptur versehene Schälchen vor.

Die spärlichen Belemnitenreste waren nur als Bruchstücke zu bekommen, daher nicht bestimmbar.

Bemerkenswert ist der erstmalige Fund eines Ammoniten in den Crinoidenkalken. Die guterhaltene Externseite (glatter Kiel mit 2 Furchen) weist auf *Arietites*. Die Rippen sind etwas geschwungen, wie das bei manchen *Arietites* vorkommt.

Die ausgezeichnete Bearbeitung der Brachiopoden von La Stuva durch Böse und Schlosser (80) enthält leider keine näheren Fundortsangaben. Ich vermute aber, daß die Brachiopoden von der Lavinores-Seite stammen, wo auch ich sie — hauptsächlich nordnordwestlich von Punkt 1854 — in roten Crinoidenkalken gesammelt habe. Eine längere und gründliche Durchforschung dürfte von Erfolg sein, denn die Fundstellen (gute Aufschlüsse aus dem Kriege) sind noch lange nicht erschöpft.

Dogger konnte im kartierten Gebiete bis jetzt nirgends nachgewiesen werden. Ich fand weder das Leitfossil, *Posidonia alpina*, noch irgend eine Versteinerung, die für den Mittleren Jura bezeichnend wäre. Auch Kober (39, S. 212—214), dem der Nachweis in Fanes gelang, hat in meinem Arbeitsgebiet nichts Derartiges gefunden. Während im Mittleren Jura das Meer seine Sedimente in Fanes ablagerte, scheint weiter östlich Land oder ein küstennaher Bereich gewesen zu sein. Ich schließe das einerseits aus dieser Schichtlücke, anderseits aus meinen Geröllfunden auf basalem Jura am rechten Ufer des Boite. Die Rollstücke bestehen aus hellem Kalk, weisen Durchmesser bis zu 5 cm auf und sind in einem dunkelroten, feinkörnigen, bohnerzföhrnden Crinoidenkalk eingehettet. Auch die hellen bis graubraunen Kalke, welche im Liegenden des echten Malm entwickelt sind, scheinen nicht mehr dem Dogger anzugehören, wenigstens läßt sich ein paläontologischer Beweis nicht erbringen.

Ammonitico rosso (Malm).

Über dem Lias folgen an einigen Stellen Ablagerungen des Oberen Jura: am Ursprung des Boite (in der Umgebung von La Stuva), in Fosses, Kleinfanes und am Limojoch.

Sie bestehen aus einem geringmächtigen, meist nur wenige Meter dicken Paket, das hauptsächlich von roten, untergeordnet auch grauen Kalken gebildet wird.

Das größte, in der geologischen Literatur seit langem bekannte Vorkommen liegt bei La Stuva. Es läßt sich am Fuß der Lavinores als niedrige Wandflucht mit mittelsteil gegen NE fallenden Bänken ein Stück talaufwärts verfolgen. Den besten Einblick in die Gesteinsbeschaffenheit bietet jedoch der alte, am linken Ufer neben der Alpenhütte gelegene Steinbruch, wo typischer „Ammonitico rosso“ bloßliegt, als roter, knolliger Kalk mit wulstiger Oberfläche (herrührend von Hornsteinen) und nregelmäßig muschelügem Bruch. Das Gestein ist hier etwa 8 m mächtig und deutlich gebankt. Die Bänke fallen flach (mit zirka 15°) gegen SW. Die tieferen, örtlich auch die höheren Schichten wechsellagern mit dunkelroten, feinkörnigen, fossilarmen Crinoidenkalken. Ein derartiger roter, spätiger „Crinoidenkalk“ im Hangenden der Knollenkalken enthielt unbestimmbare Brachiopodenreste und kleine Belemniten. Gewisse mittlere Lagen des Ammonitico rosso führen kleine, gerundete, teils bohnenförmige Eisenkonkretionen, welche die Verwendungsmöglichkeit dieses „Marmors“ (siehe unter „Nutzbare Ablagerungen“) erheblich beeinträchtigen. Das Hangende wird, soweit es noch nicht zur Freilegung des Steinbruches abgebaut ist, von einem dichten, weiß, mit einem Stich ins Gelbe oder Rote, gefärbten Kalkstein, dem sogenannten „Diphyakalk“ gebildet. Im Steinbruche ist er 1 m mächtig und enthält außer *Terebratulula triangulus* Lam. zahlreiche kleine Ammoniten. Die Alpe La Stuva verdankt ihre geologische Berühmtheit nicht zuletzt dem außergewöhnlichen Fossilreichtum, den diese Malmkalke bergen. Seit Jahrzehnten werden die Aufschlüsse, insbesondere der Steinbruch, von Geologen und Petrefaktensammlern besucht. Wegen des schlechten Erhaltungszustandes ist die Ausbeute verhältnismäßig gering, denn die Mehr-

zahl der Formen ist stark verdrückt und entstellt. Große Ammoniten mit $\frac{1}{2}$ m Durchmesser sind gar nicht selten. Zur Bestimmung eignen sich am besten die ausgewitterten Exemplare. Meine Funde sind:

Crinoiden,
Terebratula triangulus Lam.,
Terebratula (Pygope) diphya Col.,
Perisphinctes sp.,
Simoceras sp.,
 Aptychen.

Die roten Ammonitenkalke von Fosses, deren Verbreitungsgebiet in der Karte nicht mehr enthalten ist, habe ich nur flüchtig kennen gelernt. Es scheint sich um einen ganz kleinen Auflagerungsrest zu handeln.

Zwei weitere Vorkommen liegen im Bereiche der Alpe Kleinfanes. Das größere (im östlichen Teil von Plan di Salines) besteht aus dichten, roten, stellenweise verkarsteten Kalken. Vereinzelt kann man auch hellgraue Kalke mit Ammoniten (*Simoceras* sp.) beobachten. In den roten Kalken fanden sich Aptychen und ein Stielquerschnitt von *Apiocrinus*. Das andere, tektonisch eingepreßte und räumlich sehr beschränkte Vorkommen befindet sich nördlich von den unteren (vorderen) Kleinfanes-Hütten. Es sind wiederum rote Knollenkalke, die mit grauen Kalken wechsellagern. Ob die zusammengestauchten Bänke neben dem Fahrweg noch dem Malm oder schon der Kreide angehören, war mangels entsprechender Fossilfunde nicht zu entscheiden.

Südöstlich vom Limojoch liegt in einer tektonischen Mulde der Limosee. Er wird auf allen Seiten von roten Kalken umschlossen. Wenn man die Umgebung dieses Vorkommens genauer untersucht, kann man in den grauen Kalken verschiedentlich Bänke eingeschaltet finden, die sich von den roten Kalken in nichts unterscheiden. Ich habe solche Einlagerungen am steilen Gehänge östlich vom See mehrfach getroffen. Bemerkenswert sind rundliche bis scheibenförmige, eisenschüssige Sinterbildungen, die am nördlichen Ufer zu finden sind. Von Versteinerungen sah ich nur Belemniten und Brachiopoden. Das Oberjuraalter dieser Kalke wird durch den Fund eines Neocomrestes im Hangenden bestätigt.

Kreide.

Untere Kreide.

Die Ablagerungen der unteren Kreide sind ebenso wie die Oberjurakalke nur mehr in tektonisch geschützten Resten erhalten. Es sind dies die längst bekannten Vorkommen von Antruilles, La Stuva, Fosses und Kleinfanes sowie ein bisher aus der Literatur nicht bekannter Kreiderest am Limosee.

Die Kreidescholle von Antruilles bildet den bewaldeten Rücken westlich der Hütte und verdankt ihre heutige Lage zwei parallel verlaufenden Störungsflächen, deren Ausstriche in den sie begleitenden Tälern liegen. Die unterlagernden Schichten (Malm) sind hier nicht erschlossen. Die besonders an der Nordseite üppige Vegetationsbedeckung

sowie der Umstand, daß die Schichtfolge stark zerrüttet ist, verhinderten die Aufnahme eines lückenlosen Detailprofils. Immerhin ließ sich folgendes beobachten. Die tiefsten Horizonte sind nordwestlich der Antruilleswiese entblößt und zeigen blaugraue Mergel in Wechsellagerung mit Kalken. Darüber folgen rötliche Mergel und Sandsteine, die an ihrer Farbe schon von Son Pausen aus leicht zu erkennen sind. Sie gehen nach oben in dünnplattige Kalke und Mergel über. Längs eines Holzlieferweges stehen östlich von P. 1652 graue, sandige Kalke an, deren Schichtflächen mit Biotitschüppchen bedeckt sind. Die stratigraphisch höchsten Lagen bestehen aus Quarzsandsteinen und werden noch von Quarzkonglomeraten überlagert. Hoernes (22) hat diese Konglomerate mit jenen an der Croda del Becco verglichen und sie als selbständiges Schichtglied in die obere Kreide gestellt. Die Möglichkeit, daß beide Konglomerate gleiches Alter haben, ist nicht von der Hand zu weisen, die petrographische Beschaffenheit und das verschiedene Lagerungsverhältnis mahnen jedoch zu vorsichtiger Beurteilung.

Das nächste größere Vorkommen liegt bei der Alpe La Stuva. Von hier aus lassen sich die Kreideschichten 2 km weit über Campo Croce zu den Quellen des Boite verfolgen. Westlich des Baches sind sie nur in einem schmalen Streifen vorhanden, ihr Hauptverbreitungsgebiet liegt im E gegen die Alpe La Rosa zu. Die Schichtfolge beginnt im W über den weißen Tithonkalken mit festen, hellgrauen Kalken, die unbestimmbare Ammonitenreste enthalten. Darüber lagern dünngebantke, braunrote und grünliche Kalke, durch zwei Kavernen am rechten Bachufer gut erschlossen. Die Kalke führen reichlich Hornsteine und Ammoniten mit Aptychen. Das Hauptgestein des Neocoms sind graue, in Platten spaltende Mergel, Mergelschiefer und Kalke, die überall längs des Weges anstehen. Sie bilden auch den niederen Sporn an der Vereinigungsstelle der beiden Talbäche. Nördlich der Hütte von La Stuva fanden sich in den Mergeln lokal viele graue und schwarze Hornsteine. Rote Mergel und Kalke habe ich bei den Quellen westlich von Campo Croce festgestellt. Aus den grauen und roten Mergeln stammen fast alle in der Fossilliste genannten Versteinerungen. An einem von E (aus der Gegend von Punkt 1866) kommenden Bach sind rote, bräunliche und grüne Kalke mit gleichfarbigen Hornsteinen entwickelt. Bei der Jagdhütte südöstlich von Campo Croce und südlich davon gibt es die als Wetzsteine beliebten braunen, feinkörnigen Quarzsandsteine.

Das Vorkommen bei den Fosses-Seen stellt einen ungleich kleineren Auflagerungsrest dar, der hauptsächlich aus rötlichen und grauen Mergelschiefern besteht.

Von Fanes sind drei für die Beurteilung des Gebirgsbaues wichtige Vorkommen zu erwähnen. Das größte liegt auf Plan di Salines, einer Verflachung oberhalb Kleinfanes. Die Kreide enthält hier viele Hornsteine. Ein weiteres Vorkommen ist bei den unteren Faneshütten erschlossen. Vom Fahrweg aus kann man die bald wirt verbogenen, bald sählig liegenden Mergel und Kalke, die übrigens viele, aber schlecht erhaltene Ammoniten führen, gut beobachten.

Ein bemerkenswerter, bisher nicht bekannter, wenigstens in Kobers Karte nicht verzeichneter Neocomrest ist an der Ostseite des Limosees

gelegen. Er besteht aus grauen Mergeln und Mergelkalken mit Hornsteinen und Ammoniten.

Eine recht typische Erscheinung sind rostbraune Flecken, herrührend von Eisenkonkretionen, auf den Mergeln und Schiefeln.

Die Mächtigkeit der unteren Kreide beträgt höchstens 150—200 m.

Wie schon erwähnt, zeichnet sich das Neocom durch reiche Fossilführung aus. Gute und vollständige Stücke sind aber gar nicht leicht zu bekommen. Die Mehrzahl der gesammelten Versteinerungen ist plattgedrückt. Am häufigsten sind Ammoniten und Seeigel zu finden, Belemniten dagegen ziemlich selten.

Meine Aufsammlungen enthalten folgende, größtenteils neue Fauna:

Seeigel (Fam. <i>Spatangidae</i>).....	Campo Croce und La Stuva,
<i>Pecten Deshayesianus</i> d'Orb.....	Campo Croce.
<i>Phylloceras ladinum</i> Uhlig	" "
" <i>infundibulum</i> d'Orb.....	" " und La Stuva,
" sp.....	" " "
<i>Lytoceras</i> sp.....	" "
<i>Macroscaphites</i> sp.....	La Stuva,
<i>Heteroceras</i> sp.....	Campo Croce,
<i>Hamulina</i> sp.....	" "
<i>Haploceras</i> sp.....	" "
<i>Crioceras</i> sp.....	" "
<i>Scaphites</i> sp.....	" "
<i>Aptychus angulicostatus</i> Piet. u. Lor.....	" "
" <i>latissimus</i>	La Stuva.
Ammoniteuschnabel (<i>Hadrocheilus</i> sp.).....	Campo Croce.
Belemnitenreste	" "

Die bisherige Literatur (45, 22) verzeichnet von dieser Gegend nur unbestimmte Seeigel, *Pecten* und einige Ammoniten (*Phylloceras*, *Haploceras* und *Baculites*).

Die Kreideschichten sind ein vorzüglicher Wasserspeicher und Bodenbildner. Das zeigt sich besonders deutlich im obersten Boitetal, wo hin und hin erfrischende Quellen entspringen und die durchfeuchteten Mergel einen prächtigen Fichtenwald und gutes Weideland tragen.

Kreidekonglomerat.

In der Col Becchei-Gruppe ist als jüngstes Schichtglied im Bereiche des kartierten Gebietes ein Konglomerat erhalten, dessen Auffindung und Beschreibung wir Mojsisovics und Hoernes (47) verdanken.

Das Konglomerat liegt an der Südseite der genannten Gruppe und ist an vier Stellen erschlossen. Das westlichste und größte Vorkommen befindet sich an der Südseite des Monte Parei in durchschnittlich 2600 m Höhe, ein weiteres südlich vom Gipfel der Croda del Becco in 2560 m Höhe. Die östlichste Fundstelle bildet ein kleiner Gipfel (Punkt 2373) östlich des Steiges. Ein viertes Vorkommen (östlich von Punkt 2578) ist in Liaskalken eingefaltet, konnte aber seiner Kleinheit wegen in der Karte nicht dargestellt werden.

Es sind echte Konglomerate, die sich nach ihrem Materialbestand im allgemeinen in folgende drei, durch Übergänge miteinander verbundene, daher nicht scharf trennbare Typen gliedern lassen.

I. Eisenschüssige Konglomerate mit zahlreichen Quarzeinschlüssen. Diese Type ist sowohl im westlichsten Vorkommen in der Nähe eines alten Geschützstandes als auch weiter im E (bei P. 2578) zu finden. Sie scheint besonders leicht zu verwittern, weshalb ihr Verbreitungsgebiet meist mit Grashöden (Schafweiden) bedeckt ist. Im Aushubmaterial für Baracken und Unterstände und an Stellen, wo der Rasen zur Errichtung von Wällen und Trockenmauern abgegraben wurde, kann man eine dunkelbraune, eisenreiche Erde mit Eisenkrusten und vielen kleinen Quarzgeröllen beobachten. Von diesen Quarzeinschlüssen berichtete bereits Mojsisovics (47, S. 289), daß sie Faustgröße erreichen und daß die meisten in der Mitte entzwei gebrochen sind. Das Bindemittel ist Brauneisenerz.

II. Konglomerate, bestehend aus den Aufarbeitungsprodukten der Liegendschichten und ortsfremder Gesteine. In einzelnen beteiligen sich an der Zusammensetzung dieser Type Dachsteindolomit, graue Liaskalke, rote Malmkalke sowie schwarze Hornsteine und feinkörnige Sandsteine aus der unteren Kreide. Daneben finden sich zahlreiche „exotische“ Gerölle, d. h. solche, deren genauere Herkunft nebst Alter vorläufig nicht zu ermitteln war. Einige dieser fremden Bestandteile ließen sich bei Betrachtung mit der Lupe als Laven ladinischen Alters identifizieren. Es sind graugrüne Gesteine mit Feldspäten und dunklen Einsprenglingen (Augit?), die mit verwitterten Augitporphyriten große Ähnlichkeit haben. Eine Probe enthielt Feldspäte in einer feinkörnigen, grauen Grundmasse und dürfte ebenfalls zu den Porphyriten gehören. Die mikroskopische Untersuchung kam wegen der starken Zersetzung nicht in Betracht. Andere Gerölle stammen hingegen zweifellos aus dem Kristallin. Sie führen Glimmer und mitunter auch kleine Granaten. Man kann sie als Quarzitschiefer bezeichnen. Diese zweite Type hat ihre Hauptverbreitung genau südlich vom Gipfel des Monte Parei, u. zw. oberhalb des Steiges. Die tieferen Gehängepartien scheinen bedeutend quarzreicher zu sein. Die Konglomerate sind hier durch zwei tiefe, schützengrabenartige Wasserrisse erschlossen.

III. Die dritte Ausbildungsart ist hauptsächlich in den östlichen Vorkommen zu finden, als Konglomerate, die fast ausschließlich aus flachen, elliptischen bis scheibenförmigen Sandsteingeröllen bestehen, nach Art jener Quarzsandsteine, die verschiedentlich aus der unteren Kreide bekannt wurden. Die Sandsteine sind feinkörnig und erreichen alle Dimensionen bis Brotlaibgröße. Einzelne kleinstückige Lagen beherbergen auch Einschlüsse von hellen Liaskalken. Diese dritte Type läßt manchmal eine Bankung erkennen und hebt sich durch ihre Braunfärbung von den unterlagernden Kalken deutlich ab.

Einige Proben mit rauher Oberfläche sehen hellen Crinoidenkalken täuschend ähnlich. Bei genauer Betrachtung zeigt sich, daß es feinkörnige Quarzkonglomerate und Sandsteine sind, deren kalkig-kieseliges Bindemittel kleine Kalkfragmente enthält.

Ein gemeinsames Merkmal der Konglomerate ist die gute Rollung aller Bestandteile.

Die Mächtigkeit beträgt schätzungsweise 70 m.

Die Unterlage der Konglomerate wird von grauen Liaskalken gebildet. An der Grenze beider hat sich eine Diskordanz feststellen lassen. An einer Stelle (östlichstes Vorkommen) sind sie den Schichtköpfen saiger stehender Liaskalke aufgelagert. Anzeichen einer Überschiebung fehlen.

Bezüglich der Ablagerungsbedingungen lassen sich keine bestimmten Angaben machen, zumal ein damit unmittelbar vergleichbares Vorkommen aus den Südtiroler Dolomiten bisher nicht bekannt ist. Ich vermute aber, daß es sich um ähnliche Vorgänge gehandelt haben mag, wie sie an anderer Stelle in dieser Arbeit für die Trias-Lias-Grenze beschrieben wurden. Die Brauneisenerzfunde zeigen das Ende oder wenigstens eine Unterbrechung der Meeresbedeckung an. Die Col Becchei-Gruppe dürfte demnach im ausklingenden Mesozoikum ein küstennaher Bereich gewesen sein, in dem vermutlich ein aus dem kristallinen Grundgebirge kommender Fluß seine Schotter ablagerte. Kaum anders kann man sich die Mannigfaltigkeit der Einschlüsse und insbesondere das Vorhandensein von Quarz und anderen „exotischen“ Geröllen kristallinen Ursprungs erklären. Das Auftreten triadischer, jurassischer und cretazischer Bestandteile kann auf die damals einsetzende Alpenfaltung zurückgeführt werden.

Die Altersfrage ist noch keineswegs einwandfrei geklärt. Mojsisovics und Hoernes (47) haben die Konglomerate in die obere Kreide gestellt, Kober (39), der sich zuletzt damit beschäftigte, hält diese Altersdeutung für „sehr unsicher“. Fossilfunde, die über das Alter Aufschluß geben könnten, sind bis jetzt nicht bekannt geworden. Da aber einzelne Gerölle zweifellos der unteren Kreide entstammen und andererseits keine Anzeichen für jüngeres Alter (keine Nummuliten) gegeben sind, möchte ich mich vorläufig der Ansicht Mojsisovics anschließen und die Konglomerate der Col Becchei-Gruppe zur oberen Kreide (Gosau) rechnen.

Ob und wie weit sich diese Konglomerate mit den Gosauablagerungen der Nördlichen Kalkalpen parallelisieren lassen, kann aus den bisherigen Funden noch nicht beurteilt werden.

Tektonischer Teil.

Aus dem stratigraphischen Teile ist zu entnehmen, daß sich auf dem Quarzphyllit als dem ältesten aufgeschlossenen Fundamente der St. Vigiler Dolomiten im Laufe des Perm und des Mesozoikums eine Sedimentdecke von etwa 2500 m Mächtigkeit gebildet hat. Scharf ausgeprägte, verhältnismäßig dünne, weit über das Arbeitsgebiet hinausreichende Leithorizonte, wie der Muschelkalk, die Raibler Schichten, die Trias-Jura-Grenze, sind untrügliche Zeugen einer gleichmäßigen, ruhigen und nicht wesentlich gestörten Auftätigkeit in dieser langen Epoche.

Die starken tektonischen Störungen, die seither eingetreten sind, kommen zunächst auffallend in einer großen Schwankung der Höhenlage der einzelnen Schichten zum Ausdruck. So z. B. liegen die Steilwände des Unteren Muschelkalks und Mendeldolomits zwischen Höhen von 1200 bis 2200 m, die Köpfe der Raibler Schichten zwischen

1300 und 2300 m, die Ausstriche der Trias-Jura-Grenze zwischen 1600 und 2500 m heutiger Meereshöhe. Die Schichtlage ist oft bis zur Saigerstellung verdreht, weist zahlreiche schöne Faltungen und Flexuren auf, es kommen Überschiebungen und Schichtverdopplungen vor.

Gestützt auf die festgestellten Tatsachen soll nun eine Analyse der tektonischen Vorgänge versucht werden.

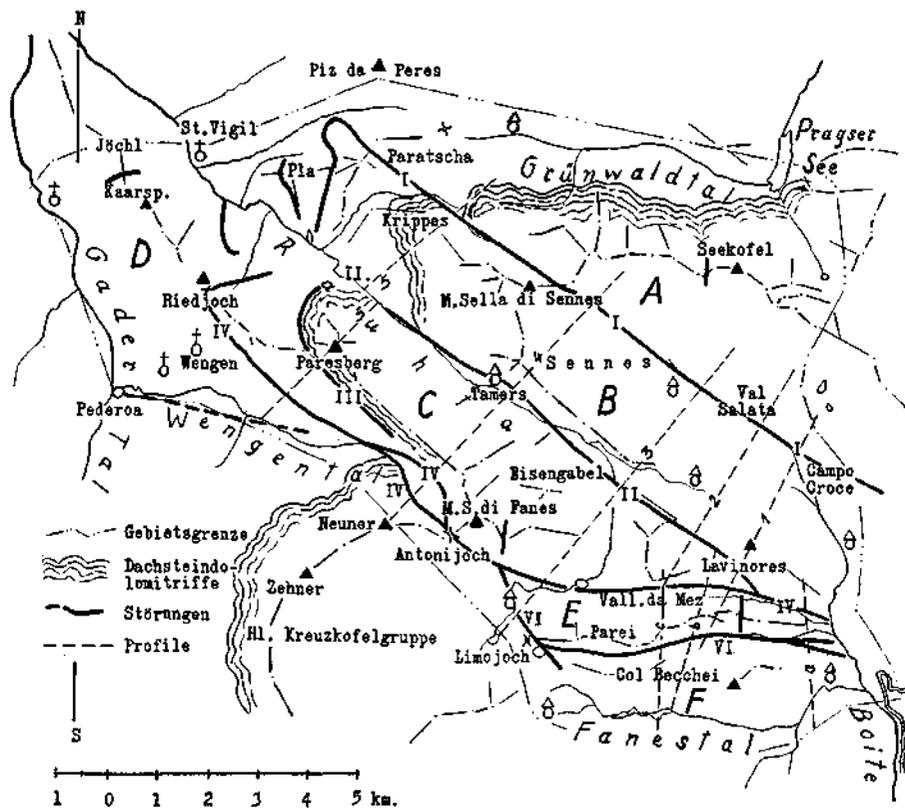


Fig. 3. Tektonische Übersichtskarte.

1. Störungsflächen.

- I. Val Salata-Störung,
- II. Rauhtalstörung,
- III. Paresberggrand,
- IV. Störung Riedjoch—Antonijoch—Forcella—Vallon da Mez,
- V. Störung am Wengener Bache,
- VI. Croda del Becco-Störung.

I. Die Val Salata-Störung ist die Fortsetzung jener seit den Aufnahmen von Loretz (45), Mojsisovics (47) und Kober (39) bekannten „Bruchspalte“, die annähernd in ostwestlicher Richtung aus der Gegend von Schluderbach nach Campo Croce herüberzieht

und von dort gegen NW abbiegt. Ein Blick auf die Karte zeigt den auffallend geraden Verlauf dieser Bruchlinie von ihrer Eintrittsstelle in das Aufnahmegebiet bei Campo Croce bis zum M. Sella di Sennes.

Diese zunächst vielleicht schematisch scheinende Darstellung stützt sich auf genaue, sozusagen Schritt für Schritt durchgeführte Aufnahme.

Die Val Salata-Störung scheidet beim Eintritt in das Gebiet die geologische Mulde des obersten Boiteales an ihrem Nordende ab. Im Scheitel dieser asymmetrisch gebauten Mulde, in deren Kern ein größerer Rest von Oberjura- und Kreidestein erhalten geblieben, fließt bei der Hütte La Stuva der Bach. Im SW herrscht dort mittelsteiles, im NE sanftes Schichteneinfallen. Von den Verflachungen der Alpe La Rosa läßt sich die Val Salata-Linie am Fuße einer Felswand nach Campo Croce verfolgen. Wenn schon der Kontakt durch Schuttreißen verdeckt ist, kann man doch erkennen, daß die Störungsfläche den nördlichen und nordöstlichen Teil der Mulde schräg durchschnitten hat. Das ursprüngliche Schichtverhältnis ist nun derart verschoben, daß Neocommergel und Sandsteine der unteren Kreide, die früher mit jenen von Fosses zusammenhängen, gegen Dachsteindolomit verworfen sind. Die Kreide fällt mit 55° gegen E, der Dachsteindolomit liegt fast söhlig. Die Sprunghöhe beträgt ca. 400 m. (Vgl. Profiltafel.)

Von Campo Croce an ist der Verlauf des Val Salata-Bruches zu meist auch morphologisch durch eine bald mehr bald weniger ausgeprägte Tiefenlinie, stellenweise durch einen schmalen Graben oder Wasserriß zu erkennen. Der Bruch scheidet auf eine Strecke von 7 km Liaskalk im SW von Dachsteindolomit im NE. Für den Betrag der Vertikalverschiebung gibt die Lage der Trias-Jura-Grenze einen brauchbaren Anhaltspunkt. Das Sennesplateau war ursprünglich von einer geschlossenen Liaskalkplatte bedeckt, deren Mächtigkeit wohl über 300 m betrug. Durch die Störung und nachfolgende Erosion ist der Zusammenhang so weit verloren gegangen, daß die Liaskalke heute nur mehr auf zwei große Verbreitungsgebiete (im SW der Val Salata-Linie, im NE am Col di Siores und in Fosses) beschränkt sind. Dazwischen liegt, wie Klebelsberg zuerst beobachtet und in einer Kartenskizze dargestellt hat (34, p. 338), oberer Dachsteindolomit, dem an einigen Stellen Kalkbänke (auch Wechsellagerungen) aufsitzen. Westlich vom Col di Siores ist der Streifen zwischen dem Rauhtal und der Linie I um fast 300 m gegen den nordöstlichen Teil des Sennesplateaus abgesunken, dabei fällt die Störungsfläche sehr steil gegen NE.

Östlich der Sennesalpe vorbei führt sie über Mulden und Hügel durch unübersichtliches und schlecht aufgeschlossenes Gelände. Von P. 2205 folgt sie einem kleinen, meist trockenen Graben. Erst in etwa 2240 m Höhe, wo der unseheinbare Einschnitt am tiefsten ist, liegt der Kontakt auf wenige Meter erschlossen. Von links nach rechts ergibt sich dort folgendes Querprofil:

1. Normaler, rötlicher Liaskalk, Streichen N 75° W, Fallen gegen NNE mit 25° .¹⁾
2. Breccie mit Liaskalk, 150 cm mächtig.
3. Schokoladebraune Schiefer, die bei Behandlung mit verdünnter Salzsäure brausen, Mächtigkeit 15 cm.
4. Breccie mit Dachsteindolomit, 15 cm mächtig.
5. Normaler Dachsteindolomit, etwas mylonitisiert und von roten Drucksturen durchsetzt. Streichen NW—SE, Falleu gegen NE mit 60° .

Dieser Aufschluß ist die einzige auffindbare Stelle längs der ganzen Störung, wo man tatsächlich die Hand in die Fuge zwischen den beiden Schollen legen kann.

¹⁾ Sämtliche Angaben über das Streichen sind korrigiert, d. h. auf den astronomischen Meridian bezogen.

Der weitere Verlauf der Bruchlinie geht über den P. 2415 an der Ostseite des Monte Sella di Sennes, bis eine von W herabreichende Schutthalde den Einblick ins Anstehende verhindert. Nach meinen Beobachtungen scheint die Störung bei einer begrünten Stelle in 2600 m

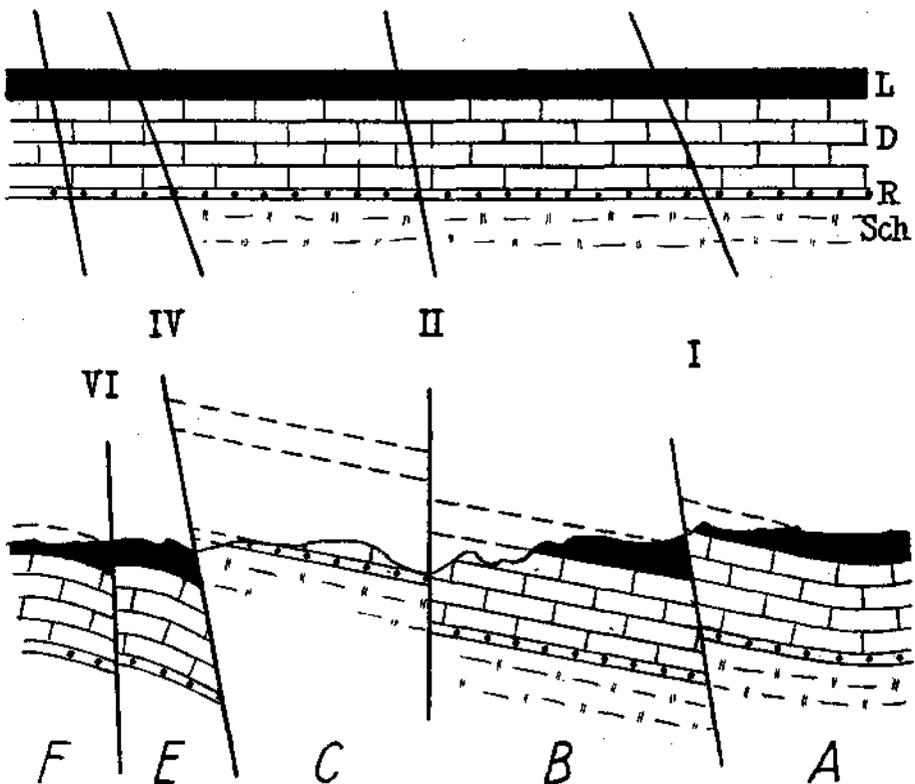


Fig. 4. Maßstab 1 : 75.000.

Profilskizze: Grünsee (Kleinfanes)—Val di Rudo—Pederù—Sennesalpe. Oben ist die ursprüngliche, normale Schichtlage angedeutet. Der untere Teil der Skizze zeigt die durch Pressung, Wellung, Bruch und Schub entstandenen Verwerfungen.

Sch = Schlerndolomit, R = Raibler Schichten, D = Dachsteindolomit, L = Liaskalk; I, II, IV, VI = Störungslächen; A, B, C, E, F = tektonische Einheiten.

Höhe durchzustreichen. Ihre mutmaßliche Fortsetzung kommt in das Krippetal und in den Höhenzug des Paratscha zu liegen.

Denkt man sich die Bruchlinie durch den Paratscha verlängert, so schneidet sie diesen längs des Steiges, der von Krippes über P. 2267 führend, bei P. 1925 in das Foscheduratal mündet. Der Steig geht hin und hin über zertrümmertes Gestein. Ogilvie Gordon (50) hat dort eine „Mylonitzone“ im Schlerndolomit festgestellt.

Die Störungsläche I fällt allgemein steil gegen NE ein.

II. Die Rauhtalstörung. Schon Verlauf und Form des wildromantischen Tales, im äußeren Teile auch die fazielle Verschiedenheit der beiden Talseiten, lassen erkennen, daß dieses bis zu 1000 m tief eingeschnittene, im wahren Sinne „rauhe“ Tal tektonisch vorgezeichnet ist.

Wieder ist es die auf beiden Seiten festgestellte Trias-Lias-Grenze sowie die Lage der Raibler Schichten, welche über die tektonischen Vorgänge (Schiefstellung, Biegung, Hebung, vgl. Fig. 4, Profiltafel im Anhang und 3. Kapitel, S. 248), die sich hier abgespielt haben, einigen Aufschluß geben.

Bei Pederù, wo der Rauhtalbach aus „Val di Rudo“ rechtwinklig von S hereinbiegt, behält die Störungsfläche ihre NW—SE-Richtung unverändert bei. Zuerst zieht sie sich in die enge, tiefe Schlucht zwischen Col di Ru und Col Vandalsé hinauf, dann setzt sie, eine Strecke weit durch Vegetation, Moränen und Schutthalden der Untersuchung entzogen, über die Senke „Forcella Camin“ (2266 m) zwischen Lavinores (Vorgipfel 2458) und P. 2484 nach Vallon da Mez in eine breite, steile, in mylonitisierendem Dachsteindolomit geschaffene Rinne hinunter und endet im spitzen Winkel, wo Raibler Schichten an den Dachsteindolomit verworfen sind, an der Bruchlinie IV.

Die Raibler fallen dort wie der hangende Dachsteindolomit mit 45° gegen N ein, neben den fast sôhligem und eher in eine Aufwölbung übergehenden Bänken der Lavinores. Die Störung wird auch dadurch augenfällig, daß 200 m talaus vom Ostende des Raiblerbandes der Dachsteindolomit wieder 100 m tiefer zu Tage tritt. Eine Verlängerung der annähernd horizontalen Ausstriche der Raibler Schichten würde in die Dachsteindolomitwände der Lavinores zeigen.

Die Störungsfläche II fällt im Lavinores-Gebiete steil nach SW. Im Rauhtal läßt sich ihre Neigung infolge Verschüttung nicht feststellen. Hier wurde sie in den Profilen lotrecht eingezeichnet.

III. Diese den Paresberg im W und S umsäumende Linie ist weder als Spur einer Überschiebungsfläche noch als Ausstrich einer Bruchfläche zu deuten, sondern zeigt den anomalen Kontakt des eingesunkenen Dachsteindolomits mit den ausgequetschten Wengener Schichten an.

IV. Der Ausstrich der Riedjoch—Antonijoch—Forcella—Vallon da Mez-Störung wird am Oberrande der Riedwiesen als Überschiebungsgrenze sichtbar, steigt in westlicher Richtung zum Riedjoch hinauf und wendet sich im spitzen Bogen oberhalb Wengen gegen SE. Vor dem Aufstieg zum Antonijoch sind Anzeichen einer Gabelung und Wiedervereinigung vorhanden.

Der östliche Ast scheint in der Tiefenlinie des obersten Wengener Tales den Fuß des Neuner (2967 m) zu umgehen, während der südwestliche Ast, durch eine steile Felsrinne mit anschließender Gratscharte deutlich markiert, den Fuß des Neuner durchschneidet und hinter einer abgetrennten Felskanzel (s. auch Lias im stratigraphischen Teile) in flachem Bogen das Antonijoch erreicht. In der Karte gleicht diese Teilung und Wiedervereinigung dem Querschnitt einer biconvergen Linse. Vom Antonijoch läßt sich die Störung, die man hier „Villnösser Linie“ nannte,¹⁾ längs eines Grabens östlich von Plan di Salines nach Val di Rudo verfolgen. Aufschlüsse von Raibler Schichten kennzeichnen ihren weiteren Verlauf gegen E über die Forcella (P. 2260) und durch Vallon da Mez zur erwähnten Einmündungsstelle der Linie II. Von dort streicht sie unter den Abstürzen der Lavinores und des Monte Cadini gegen E.

¹⁾ Kober mißt der Strecke Kleinfanes—Vallon da Mez—Son Pauses größere Bedeutung bei als der Linie VI und läßt sie als Villnösser Linie gelten. Mojsisovics dagegen läßt diese nach unserer Störung VI verlaufen und beschreibt die erstgenannte als sekundär.

Die Neigung der Störungsfläche IV ist auf der Strecke vom Boite bis Kleinfanes steil nach N gerichtet, von hier bis in das oberste Wengental fällt sie steil gegen NE, im weiteren Verlaufe liegt sie flach als Überschiebungsgrenze.

V. Die Störung am Wengener Bache¹⁾ begrenzt als Teilstrecke der sogenannten „Villnösser Linie“ das kartierte Gebiet von Wengen im S.

Am rechten Ufer des Baches ist zwischen Pederoa und Spessa die Schichtfolge normal und ungestört. Von Spessa bis in das oberste Wengener Tal verwehrt Schutz und Vegetation den Einblick in das anstehende Gestein. Es läßt sich deshalb taleinwärts von Spessa nicht feststellen, ob dort überhaupt eine Störung durchgeht. Am linken Ufer, also außerhalb des Arbeitsfeldes, sind oberhalb Pederoa *Pietra verde* führende Buchensteiner Kalke erschlossen, die von Werfner Schichten abgelagert werden. Furlani (11) führt diese abnorme Schichtfolge nicht wie Mujisovics und andere Autoren auf einen Bruch, sondern auf eine S—N gerichtete Überschiebung zurück. Nach meinen Beobachtungen kann man dieser Ansicht schon deshalb beipflichten, weil der Bach nicht längs der Störung, sondern weiter nördlich fließt, was bei einem Bruche kaum der Fall wäre. Auch scheinen bei Pederoa die Buchensteiner Schichten des Bachbettes beiderseits ein und demselben Horizont anzugehören.

VI. Croda del Becco-Störung: Südlich der vorgenannten Linie IV kommen von E zwei konvergierende Brüche, die sich $\frac{3}{4}$ km westlich des Boite zur Störung VI verbinden. Diese durchzieht, zumeist steil nordfallend, in ostwestlicher Richtung das schutterfüllte Antruillestal zwischen Croda d'Antruilles und der eigentlichen Col Becchei-Gruppe und verläuft dann, stets an der Südseite des Hauptkammes bleibend, zum Limosee. Hier nimmt sie eine von SE einmündende, möglicherweise der nahen Fanesschlucht folgende Störung auf.

Östlich vom Limojoch läßt sich ihr Ausstrich noch in einem kleinen Graben feststellen, dann kann die Störung auf einer Strecke von 1 km nur vermutet werden. Erst bei den äußeren Kleinfaneshütten, an der Vereinigungsstelle mit der Linie IV, wird sie wieder augenfällig.

Neben diesen ziemlich weitreichenden und meist tiefgehenden Störungen weist das Arbeitsgebiet auch mehrere untergeordnete auf, deren Lage und Art im folgenden Abschnitte mitbesprochen werden soll.

Durch die beschriebenen Störungsflächen I, II, IV, V, VI wird das kartierte Gebiet in 6 als tektonische Einheiten aufzufassende Teilstücke zerlegt.

2. Tektonische Einheiten.

- A. Gebiet: Seekofel—Grünwaldtal, nördlich von Störung I,
- B. Streifen: Sennes—Paratscha, zwischen I und II,
- C. Streifen: Vandalsé—Eisengabel—Paresberg, zwischen II und IV,
- D. Gebiet von Wengen, nördlich und westlich von IV,
- E. Streifen: Antruilles—Monte Parei, zwischen IV und VI,
- F. Col Becchei-Gruppe, südlich von VI.

¹⁾ In Textfig. 3 fehlt die Bezeichnung V.

A. Das Gebiet: Seekofel—Grünwaldtal grenzt im N an die Olinger, im E an die Prager Dolomiten, im SW an die Val Salata-Linie (I).

In der südlichen, bis zum Seekofelgrat reichenden Hälfte dieses Dreiecks wölbt sich der Dachsteindolomit, teils mit einer bis zu 300 m mächtigen Jurakalkplatte bedeckt, teils bloßliegend, als Einfassung des Sennesplateaus gegen N auf und bricht dann mit steil nordfallenden Schichtkopfwänden in das verschüttete Grünwaldtal ab. Am Fuße der tektonisch gelockerten und seither stark rückgewitterten Böschung der 700 m hohen Dolomitmasse zeigen die mit 30 bis 50° nach S einfallenden Raibler Schichten deutlich jene ungemein charakteristische Aufbiegung an, die im N unseres Grenzgebietes überall wiederkehrt und auf nachhaltigen Druck aus dem S weist, dem sich Widerstand im N entgegenstellte. Auch der nordseits vorgelagerte Schlerndolomit des Grünwaldtales und der anschließenden Hochalpe zeigt übereinstimmende Aufbiegung der Strukturen. Ohne Zweifel verdankt das W—E gerichtete Grünwaldtal dieser Biegung seine Anlage.

Neben dieser tektonischen Veränderung größeren Stiles ist noch eine verhältnismäßig kleine Störung ans dem Seekofelgebiete zu erwähnen, die bereits Klebelsberg (34) als untergeordnet beschrieben hat. Sie besteht darin, daß an einer durch die Scharte P. 2614, südwestlich vom Kleinen Seekofel N—S (senkrecht zum Streichen) durchziehenden Kluft der östliche Gebirgsteil relativ abgesunken erscheint. Das Ausmaß dieser Vertikalbewegung erkennt man aus der Lage der Trias-Juragrenze (Funde von Grenzbildungen). Das Gestein westlich der Scharte ist Dachsteindolomit, dem noch zwei kleine Kalkplatten aufgelagert sind. Östlich der Scharte herrscht Lias-kalk, dessen Untergrenze am Nordabsturze bei 2500 m liegt, woraus sich eine Sprunghöhe von rund 100 m ergibt. Im Ausstrich der Störungsfläche folgt gegen N eine steile, schuttgefüllte Rinne. Gegen S dürfte die Störung im Dachsteindolomit ausklingen.

Südlich der Cacagnares-Scharte (P. 2313) kann man nach Sicht von Krippes aus im untersten Dachsteindolomit eine basale, abgescheerte Schuppe erkennen, die mit den darüberliegenden Dachsteindolomithänken einen spitzen Neigungswinkel bildet. Die Raibler Schichten und der Dolomit der Schuppe fallen in der Scharte mit 50° gegen S, die Bänke des Krippeskofels hingegen mit 15° nach SSE. Vermutlich besteht hier auch eine Diskordanz zwischen den Raibler Schichten und dem starren Dachsteindolomit, welcher die Steilaufbiegung nicht mitzumachen vermochte. Der Kontakt ist verschüttet. Längs des Steiges wird die Grenze zwischen der abgetrennten Schuppe und dem hangenden Dachsteindolomit durch eine 10 bis 20 cm dicke Zone gebildet, aus der die Reibungsbreccie, bzw. der mylonitisierte Dolomit zwischen zwei Spiegelflächen in Form von Nischen mit stehengebliebenen Pfeilern ausgewittert ist.

Nächst der Störung I zeigen die Schichten in Val Salata eine Aufrichtung (Hebung der Schichtköpfe) gegen NE, am Paratscha eine Neigung gegen SW.

B. Das zwischen den Störungsflächen I (Val Salata-Linie) und II (Rauhtalllinie) liegende Teilstück Sennes—Paratscha, ein 15 km langes Prisma mit einer Breite von 2·7 km, reicht vermutlich nach der Tiefe bis in die unterste Trias. Im E beginnt es an der Gebietsgrenze mit dem Monte Cadini und den Lavinores, umfaßt die Alpen Fodara Vedla und Sennes, den Monte Sella di Sennes, Krippes und den westlichen Teil des Paratscha, wo es mit einer NW-gerichteten Überschiebung endet.

Seine ursprünglich horizontale Lage weist folgende tektonischen Veränderungen auf. Das südöstliche Drittel zeigt eine Schiefstellung (Drehung

Die gegen NW gekehrte Stirn des Streifens *B* am Paratscha bildet offenbar eine bei der Ausbiegung zertrümmerte und rückgewitterte Riffböschung des Mendel- und Schlerndolomits. Am Fuße dieser Böschung beginnt das im folgenden beschriebene Überschiebungsgebiet des Plaberges und der Roa Blanca. (Fig. 5)

Zwischen dem Kreidesee und dem Hochalmbache wurden die Schichten des obersten Perm und der untersten Trias ausgequetscht, nach W vorgeschoben und auf der unormalen Schichtfolge abgelagert, wodurch eine Schichtwiederholung entsteht. Östlich vom St. Vigiler Schuttkegel tauchen am Fuße des Plabergrückens bituminöse Kalke der obersten Bellerophon-Schichten auf, die mit 55° gegen ENE einfallen und bald von paläontologisch belegten Seiser Schichten konkordant überlagert werden, deren Fallwinkel gegen E allmählich abnimmt. Die Grenze gegen die hangenden Campiller Schichten liegt an der Südwestseite des Rückens fast durchwegs unter einer üppigen Grasdecke verborgen. Westlich von Punkt 1484 wurden in 1460 m Höhe rote Gastropodenoolithe und Campiller Schichten gefunden. Letztere lassen sich auf eine Strecke von annähernd 1 km Länge am Fuße der Steilhänge oberhalb der großen „Postwiese“ verfolgen und sind schon an der rotbraunen Färbung des steilen, mit schütterem Föhrenwald bestandenen Geländes zu erkennen. Die im allgemeinen flacher fallenden Wefner Schichten werden am Plaberg von mittleren und oberen Bellerophon-Schichten, welche steiler (durchschnittlich 55°) liegen, diskordant überlagert. Die Schubfläche, an der demnach ein älteres Schichtpaket über ein jüngeres geschoben wurde, schneidet den Kamm in etwa 1580 m Höhe. Ihr Ausstrich quert die Abbrüche zum Roa Blanca-Tal in der Nordsüdrichtung, während er bedeutend flacher durch das sonnseitige Gehänge gegen den Kreidesee verläuft. Die aufgeschobenen Bellerophon-Schichten bilden den Kamm auf etwa $\frac{3}{4}$ km Länge, was bei mittlerer Steilstellung gegen E eine Mächtigkeit von schätzungsweise 400 bis 500 m ergeben würde. Eine derartige Mächtigkeit kann mit bloßen Schichtverbiegungen und Fältelungen nicht erklärt werden. Die vorgenommenen Messungen ergaben ein kontinuierliches Fallen gegen E. Es muß hier eine Schichtverdopplung stattgefunden haben, deren Entstehung ich mir so vorstelle, daß zuerst eine große, gegen NW gerichtete Falte entstand, die im Scheitel gerissen ist, wobei der Hangendschenkel auf Gipslagen über den Liegend-schenkel geschoben wurde. Die Schubfläche dürfte das Kammstück bei Punkt 1651 durchschneiden und ebenfalls gegen den Kreidesee ziehen. Für die Existenz dieser Überschiebung spricht auch die Beobachtung, daß die Abhänge zwischen Punkt 1651 und der Roa Blanca (Schutthalde) hauptsächlich aus verfaltetem Gips bestehen, während weiter westlich in gleicher Höhe, etwa südlich von Punkt 1620, keine Gipse mehr vorhanden sind.

Eine dritte Schubfläche trennt westlich von Punkt 1944 die oberen Bellerophonkalke von roten Glimmer führenden Campiller Schichten. Die Seiser Schichten scheinen hier ausgequetscht zu sein. Weiter nördlich ändert sich das Verhältnis insofern, als bei Punkt 1796 Bellerophon-Schichten direkt vom Mendeldolomit überlagert werden. Aus der unmittelbar anschließenden Roa Blanca, jener durch ihr blendend weißes Gestein auffallenden Halde, blicken zwei unscheinbare Felsköpfe. Der untere, größere wird von Gipsen gebildet, die wohl einem höheren Horizont des Perm angehören, vielleicht schon oberste Bellerophon-Schichten vorstellen.¹⁾ Der darüberliegende, kleinere Aufschluß besteht aus graubraunen Seiser Schichten mit zahlreichen Exemplaren von *Pseudomonotis*. Ein kleines Schuttband trennt ihn von den Mendeldolomitfelsen des Paratscha. Durch Grabungen konnte festgestellt werden, daß der Dolomit bis zu den Seiser Schichten reicht, weshalb hier die Campiller Schichten ausgequetscht, bzw. überfahren sein müssen. Westlich von Punkt 1937 sieht man Campiller Schichten in eine Falte des unteren Muschelkalkes eingepreßt. Eine ausführliche Beschreibung der hier sehr komplizierten Verhältnisse hat auch Ogilvie Gordon (50) versucht.

Die gegen das Foscheduratal abdachenden Hänge zeigen über mangelhaft erschlossenen Bellerophon-Schichten rote Campiller Schichten und darüber den aufgeschobenen Dolomit des unteren Muschelkalkes, der wegen seiner S-förmigen Umbiegung besonders mächtig erscheint. Das Foscheduratal folgt vermutlich einer Störung,

¹⁾ Im stratigraphischen Teil wurde schon angedeutet, daß hier die Gipslagen ausnahmsweise auch noch in die oberen Bellerophon-Schichten heraufreichen.

denn man sieht unterhalb der Einmündungsstelle einer von NE (vom Piz da Peres) herabkommenden Schuttrinne einen grünlichen, sehr festen Dolomit (Muschelkalk?), der im Bachbett eine kleine Wand bildet und seitlich in Werfner Schichten übergeht.

Eine vierte Schubfläche scheidet westlich von Punkt 1944 Campiller Schichten und Mendeldolomit. Der Muschelkalk ließ sich hier nicht nachweisen.

C. Der zwischen den Störungen II und IV gelegene Streifen Vandalsé—Eisengabel—Paresberg, ein flachbootförmiger Körper von 12 km Länge und maximal 3 km Breite, vertikal bis in die untere Trias hinabreichend, beginnt im E in der Gabelung der beiden Störungen südlich der Lavinores und endet im W am Riedjoche.

Die beiden Störungsflächen konvergieren, so weit feststellbar, nach unten und verleihen dadurch dem Teilstück die Keil- oder Schiffsförmig. Seine Flanken sind mit Ausnahme eines kleinen Stückes südlich von Fodara Vedla überall stark zurückgewittert.

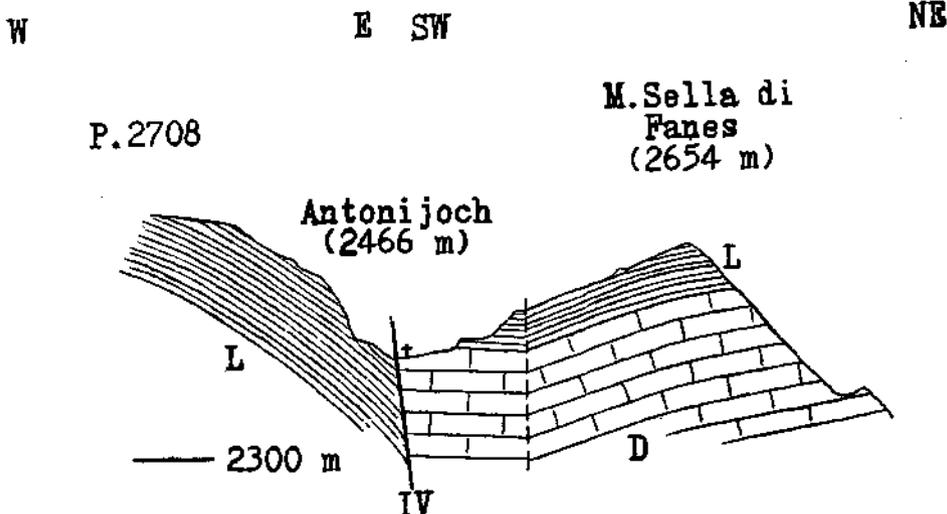


Fig. 6. Maßstab 1:12.500.
Profil durch das Antonijoch, von Fanes gesehen.
D = Dachsteindolomit, L = Liaskalk, IV = Störung.

Nur der Paresberg und der Monte Sella di Fanes tragen noch kleine Kalkreste, im übrigen ist dieser wilde, unwegsame Felsrücken vom Jurakalk völlig entblößt, dementsprechend zerklüftet und abgetragen. In Val di Rudo sehen wir die Erosion bis in die Raibler Schichten vorgeschritten.

An der Rauhtalflanke reicht der Dachsteindolomit überall unter die heutige, durch Aufschüttung gebildete Sohle hinab, dagegen weist die gehobene Südseite mehrfach Aufschlüsse von Raibler Schichten, an einer Stelle sogar ein Schlerndolomitvorkommen auf. Zwischen diesem Vorkommen an der Südseite der Eisengabel (nordwestlich vom Lac Fischodel) und den Wengener Schichten bei Punkt 1848 im obersten Wengental muß in der Tiefe irgendwie die Faziesgrenze der ladinischen Stufe durchgehen. Ob etwa der zwischen der Eisengabel und dem M. Sella di

Fanes festgestellte, im Längsprofil ersichtliche, N—S verlaufende Bruch mit diesem Fazieswechsel in Zusammenhang zu bringen ist, läßt sich nicht beurteilen, weil der westlich von dieser Störung gelegene Teil (M. Sella) gegenüber dem östlichen (Eisengabel) so tief abgesunken ist, daß die Raibler Schichten, bzw. die untersten Bänke des Dachsteindolomits nun auch an der Linie IV endgültig verschwinden.

Am Antonijoch grenzen mittlere bis höhere Liashorizonte des Neuner an obersten Dachsteindolomit des Streifens C. Vgl. Textfig. 6, welche am Monte Sella di Fanes auch einen untergeordneten Knick im Liaskalk andeutet.

Nordwestlich vom Jochübergange ist in der beschriebenen Gabelung der Störung IV ein Stück aus dem Hang des Neuner, dessen Kalkbänke gegen S fallen, herausgebrochen und etwa 150 m tief gegen NE abgesunken. Schon unweit vom Joche kann man die Störung an einer abgetrennten Liaskalkscholle erkennen, deren Bänke NE—SW streichen und saiger stehen. Weiter nordwestlich liegt dann jener schon mehrmals genannte abgesunkene Kalkfelsen, hinter welchem der westliche Störungsgast durchgeht.

Der schartige Grat vom M. Sella di Fanes gegen den Paresberg weist infolge frühen Verlustes seines Kalkdaches eine ganze Reihe von Spalten auf. Mehrere ansehnliche, NS und EW streichende, bis zu 6 m hinab offene, den Verfall des Berges beschleunigende Klüfte trifft man zwischen dem schon erwähnten Liasrelikte am Paresberg und dem Triangulierungspunkte 2397 m.

Die Stirne des vom Dachsteindolomit gebildeten, auffallend weit über den Felsrand des Hl. Kreuzkofels und des M. Sella di Sennes nach NW vorspringenden Paresberges zeigt einen abgerundeten, nach tektonischer Vorarbeit rückgewitterten Steilrand längs der Linie III.

Im W und S ist der Paresberg von einer fast sölhigen, gegen den Berg zu steiler einfallenden Scholle aus Werfner bis Wengener Schichten umgeben, deren Rand durch die Linie IV gekennzeichnet ist. Ihre nördliche und westliche Begrenzung geht vom Rauhtal über die Plan Peccei- und Riedwiesen zum Riedjoch und von dort der hellen Wandflucht entlang, welche vom Joch bis oberhalb Spessa sichtbar ist und in ihrer Fortsetzung gegen das Antonijoch zielt.

Auf der Wengener Seite kommt diese Flachüberschiebung im Gelände deutlich zum Ausdruck. Muschelkalk und Mendeldolomit bilden die genannte Felswand über den dunklen Tuffschiefen der Wengener Schichten.

Weiter oben fällt im Landschaftsbilde die nicht minder markante Linie III am Fuße des Paresberges außerhalb Wengen auf. Über grünen Bergwiesen und Wäldern setzen unvermittelt die bleichen Felsen ein. Die Grenzlinie zeigt jene Zone an, bis zu welcher die ausgepreßten Wengener Schichten der Unterlage am Dachsteindolomit des Paresbergzuges hinaufsteigen. Man kann dort verschiedentlich am Unterrande der Felsen eine Rückfälligkeit des Geländes in Form einer Mulde oder eines kleinen Grabens beobachten.

Diese Gesteins- und Kulturgrenze hält sich durchschnittlich in 2000 m Höhe. Der Gipfel des Paresberges mit seiner Höhe von 2397 m liegt, ganz abgesehen vom Einfallen der Schichten, nur 400 m höher. Die Mächtigkeit des Dachsteindolomits muß aber im Paresberg weit größer angenommen werden. Erlangt er doch in den benachbarten Erhebungen (M. Sella di Sennes) Werte bis zu 1000 m. Wie so oft in den St. Vigiler Dolomiten kommt auch hier die Lage der Trias-Juragrenze für die Lösung tektonischer Probleme zu Hilfe. Der unscheinbare Liasrest in der Gipfelregion des Berges gibt uns verlässlich die obere Grenze der Trias an. Da Horizontalbewegungen

innerhalb der Dolomitmasse nicht nachweisbar sind, darf die untere Grenze des Dachsteindolomits in der Weise ermittelt werden, daß man etwa 400 m von der 2000 m-Isophyse nach unten anträgt. Eine Wanderung durchs Rauhtal überzeugt uns, daß diese Rechnung keinesfalls übertrieben ist, denn im Rauhtal reichen die Dachsteindolomitfelsen bis zur Talsohle sichtbar herab, ohne daß Gesteine der Unterlage zum Vorschein kämen. Wie weit die Folgen der Zerklüftung hereinspielen, läßt sich hier allerdings nicht ermitteln.

Auf eine Strecke von $2\frac{1}{2}$ km begleiten Wengener Tuffe und Schiefer den Paresberg an der Südwestseite. Dem Absteigen des Gehänges entsprechend, kommen, vom Rauhtal aus sichtbar, an seiner Nordwestseite immer tiefere (ältere) Schichten neben Dachsteindolomit zu liegen. Zuerst Buchensteiner und Wengener Schichten, die einer abgescherten Scholle angehören. Darunter folgt die normale Serie, beginnend mit Agglomeraten, über Buchensteiner Schichten, Mendoldolomit und Muschelkalk bis in die Werfner Schichten. An der Nordseite liegt das letzte sichtbare Vorkommen von Campiller Schichten bei Punkt 1680. Weiterhin sind die Abhänge gegen den St. Vigiler Bach verschüttet und bewachsen.

Gleichsinnig mit der Südwestflanke von *A* und dem Streifen *B* weist auch die Einheit *C* eine Drehung (aus der Horizontalen) um die Längsachse auf, u. zw. im südöstlichen Teile in der Richtung der Uhrzeigerbewegung, wodurch die Oberschichte eine Neigung von 45° über 30° — 20° gegen NE erhält. Diese verliert sich in der Mitte allmählich und geht im Paresberg in die entgegengesetzte Richtung über, bis die Schichten mit 15° gegen SW einfallen.

Zur tektonischen Einheit *C* gehört auch die auf S. 242 erwähnte Scholle zwischen III und IV.

D. Das Gebiet von Wengen, nordwestlich der Störung IV, ist im S durch den Wengener Bach (Linie V), im W durch die Gader, im NE vom St. Vigiler Bach begrenzt und reicht im N bis an das kristalline Grundgebirge. Es birgt die ganze Sedimentfolge vom oberen Perm bis einschließlich der tuffig ausgebildeten ladinischen Stufe. Die plastischen Bellerophon-, Werfner, Buchensteiner und Wengener Schichten bilden das Hauptkontingent dieses als tektonische Einheit zusammengefaßten Gebietes.

Das kristalline Vorland fällt am Jöchel bis zu 70° gegen S unter die permischen Sedimente ein. Die steil aufgerichteten unteren Lagen des Grödner Sandsteins zeigen noch eine sehr geringe Diskordanz (etwa 10°), während sich ihr Hangendes immer flacher darüber legt, bis an der Grenze gegen die Bellerophon-Schichten die ersten Überschiebungen erkennbar werden. Bei Punkt 1536 stoßen z. B. die bituminösen Bellerophonkalke an den Grödner Sandstein. Die überfahrenen Gipslagen sind in der Piccoleiner Schlucht erschlossen, wo sie in prächtige Falten gelegt sind. Möglicherweise erfolgte auch an der Grenze der Bellerophon- gegen die Werfner Schichten eine gegen N gerichtete Gleitbewegung.

Mit dem Riedjochschub dürfte die Isolierung einer in der tektonischen Einheit *D* versteckten Scholle zusammenhängen, die südöstlich von St. Vigil am Aufstieg zum Riedjoch liegt. Im W wird sie von einem steilen Graben begrenzt, in welchem ein Holzweg endet, dessen oberes Stück in 1360 m Höhe die Störungzone kreuzt. Die Scholle ist zunächst an einer steilen NNE—SSW ausstreichenden Bruchfläche derart verworfen, daß unterer Muschelkalk gegen oberen Bellerophonkalk stößt

und Mendeldolomit, Buchensteiner Schichten und Agglomerate neben Werfner Schichten zu liegen kommen.

Im Gelände wirkt sich diese Störung ebenfalls aus. Die Werfner Schichten bilden mäßig steile Hänge, die Buchensteiner Schichten mit den darüberliegenden Agglomeraten eine Wand. Verfolgt man die Schichtung in der Wand genau, so kann man beobachten, daß bergwärts immer tiefere Lagen auftauchen. Zwischen 1580 und 1600 *m* Höhe kommen trotz der beträchtlichen Hangneigung unter den Agglomeraten die *Pietra verde* führenden Buchensteiner Schichten zum Vorschein, die nach oben in deutlicher Diskordanz von Campiller Schichten und Muschelkalk einer höheren Serie überlagert werden. Die Störung biegt hier scharf gegen E um, ist aber in ihrem weiteren Verlaufe nicht mehr sichtbar. Die ganze Scholle stellt ein schüsselförmiges Gebilde vor, dessen tiefste aufgeschlossene Partie südwestlich von Punkt 1266 Campiller Schichten bilden. Ein isolierter Muschelkalkrest nördlich von Punkt 1441 paßt als südöstliche Fortsetzung noch gut dazu. Die Frage, woher die Scholle gekommen ist, läßt sich nicht genau beantworten. Keinesfalls kann sie von der Plahergseite stammen (Fazieswechsel im Rautal. Vgl. Stratigraphie). Die in sandig-kalkigen Lagen des Muschelkalks enthaltenen Brachiopoden weisen eher auf ursprüngliche Trennung von der Riedjoch-Schubscholle, da aus dem hodenständigen Muschelkalk nördlich des Riedberges weder die sandig-kalkige Entwicklung noch Brachiopoden bekannt sind. Das Profil (Fig. 7) zeigt, daß die Schichtpakete der Scholle dünner sind als jene der Hangendserie, woraus ebenfalls geschlossen werden kann, daß sie nicht von letzterer, sondern wahrscheinlich von der höheren Riedjoch-Schubmasse stammen.

E. Das Teilstück Antruilles—Monte Parei, ein zirka 6 *km* langer, durchschnittlich 1 *km* breiter, schwach S-förmig gekrümmter Streifen, liegt zwischen den steil nach N fallenden Störungsflächen IV (Vallon da Mez) und VI (Croda del Becco-Linie). Es reicht offenbar nicht so weit in die Tiefe wie die Einheiten B und C, denn es kommen trotz beträchtlicher Steilstellung kaum die unteren Lagen des Dachsteindolomits zu Tage.

Die Profilserie (Textfig. 8) zeigt, daß auch dieser zwischen den Bruchflächen aus dem Schichtverbände herausgehobene Streifen eine beträchtliche Vertikaldrehung um seine Längsachse erfahren hat, wodurch die Scholle steil gegen N aufgerichtet wurde. Orographisch kommt dies darin zum Ausdruck, daß der Hauptkamm mit den höchsten Gipfeln am Südrand verläuft.

Von E gegen W vorschreitend, ergeben sich entlang und zu beiden Seiten der Linie IV folgende Verhältnisse. Die Störung selbst zieht nach der bisherigen Kenntnis durch die Südhänge des Monte Cadini und übersetzt nördlich der Antruilleswiese den Boite. Nordwestlich der Wiese ist sie innerhalb des Arbeitsgebietes erstmals zu beobachten. Ein Anschluß am linken Ufer des Baches gleich oberhalb der Brücke zeigt südwestfallende Neocommergel, in deren Nachbarschaft eine kurze Strecke bachaufwärts zwei gegen NNW fallende Dachsteindolomitfelsen am Fuße der großen Schutthalden anstehen (Profil *a* in Fig. 8). Gegenüber von Punkt 1652 sieht man die Störungsfläche zwischen rötlichen Kreideschichten und abernals Dachsteindolomit verlaufen. Letzterer ist teilweise rot, stark verdrückt und verbogen und zeigt stellenweise Spiegelflächen.

Im Vallon da Mez ändert sich nun das beiderseitige Verhältnis. Der Dachsteindolomit der Croda d'Antruilles fällt mit 30° gegen N und grenzt an die steiler (mit 45°) einschließenden Raibler Schichten. Profil *b* in Fig. 8 stellt einen etwas weiter westlich durchgelegten Schnitt dar, welcher den Kontakt der fast saiger stehenden Liaskalke mit den Raibler Schichten veranschaulichen soll.

Grundsätzlich gleich ist das Verhältnis an der Forcella (Profil in Fig. 8 und 9), wo die untersten Lagen des Dachsteindolomits, die durch einen Nebenbruch geknickt sind, an den Lias stoßen. Die Hauptstörung streicht 30 *m* südlich vom tiefsten Punkt der Scharte aus. Der Kontakt zwischen den Raibler Schichten und den grauen Liaskalen liegt etwas unterhalb der Scharte.

Der weitere Verlauf der Linie ist durch Verwerfung der Raibler Schichten an Liaskalke gegeben. Südlich Val di Rudo reichen die Kalke in mit 20°, bzw. 30° gegen N abdachenden Plattenschüssen bis auf 1850 m Höhe gegen den Lac Pischodel herab. Jenseits des Tales, an der Eisengabelgruppe, streichen die Raibler Schichten schräg ansteigend zwischen 1900 und 2200 m aus. Ihre gehobene Lage läßt das Vorhandensein einer bedeutenden Störung gut erkennen.

Der Anstrich der Croda del Becco-Fläche (VI) verläuft annähernd parallel zur Störung IV und setzt sich, wie schon erwähnt, im E aus zwei konvergierenden Ästen zusammen, die sich an der Nordostseite des Falé vereinigen. Die zwischenliegende Scholle (Profil *a* in Fig. 8) besteht aus Liaskalk und hat kein einheitliches

SW

NE

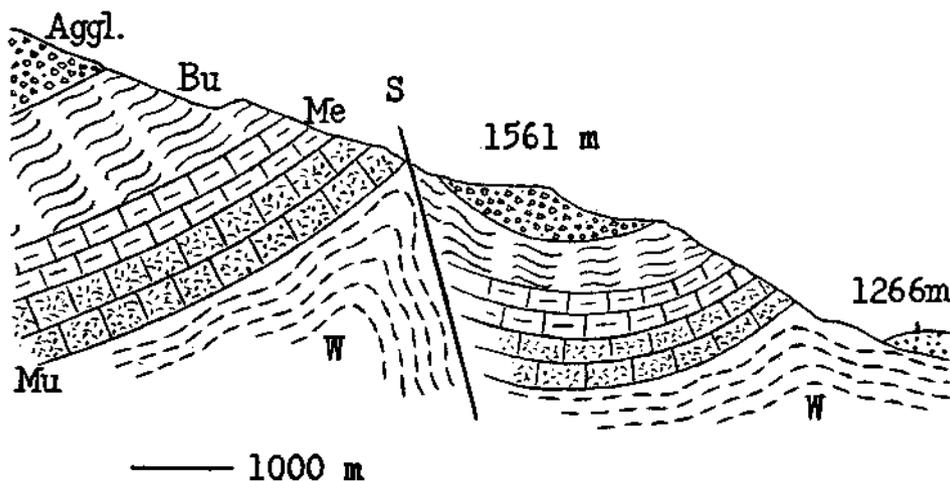


Fig. 7. Maßstab 1:15.000.

Profil durch den Hang zwischen Riedberg und Triangulierungspunkt 1266 im Ranthal. *W* = Werfner Schichten, *Mu* = Muschelkalk, *Me* = Mendeldolomit, *Bu* = Buchensteiner Schichten, *Aggl.* = Agglomerate, *S* = Störung.

Streichen. Während ihre Bänke im E gegen N, bzw. NW fallen, stehen sie westlich der Boiteschlucht zuerst sehr steil gegen S geneigt und legen sich dann flacher gegen SW. Die Scholle grenzt im N an die Kreide (Neocom) von Antrnilles, im S an den Dachsteindolomit des Falé.

Bachanwärts hält sich die vereinigte Störung bis gegen P. 1820 stets zwischen Kreide und Dachsteindolomit. Von hier an verläuft die Grenzfläche zwischen den granen Liaskalken und dem Dachsteindolomit bis zum Limosee (Profil *b* und *c*). Morphologisch äußert sich diese Störung in einer Geländestufe, bzw. Rückfälligkeit (Muldenbildung), über die für große Strecken der Steig führt. Figur 8 (*c*) zeigt ein Profil durch die Croda del Becco, nach der die hier durchziehende Bruchfläche benannt ist. Die zum Fanesbach abstürzenden Wände bestehen aus nordfallenden Liaskalken. Diesen sind auf der Höhe noch Kreidekonglomerate angelagert. Nördlich der Vertiefung zieht die Störung VI durch, an welcher neben den Liaskalken zuerst steil aufgerichtete Lagen von oberstem Dachsteindolomit, dann über dem Trias-Jura-Grenzhorizont Liaskalke erscheinen. Diese bilden die Gipfelregion. Nur zwischen Croda del Becco und Monte Parei liegt das vertiefte Kammstück im Dachsteindolomit. Wo nicht gerade Schnitthalden den Einblick verhindern, kann man die geschilderten Verhältnisse gut beobachten, beispielsweise südlich der Croda del Becco, an der Südseite des Monte Parei und nordöstlich vom Limosee.

Croda del Becco
2735 m

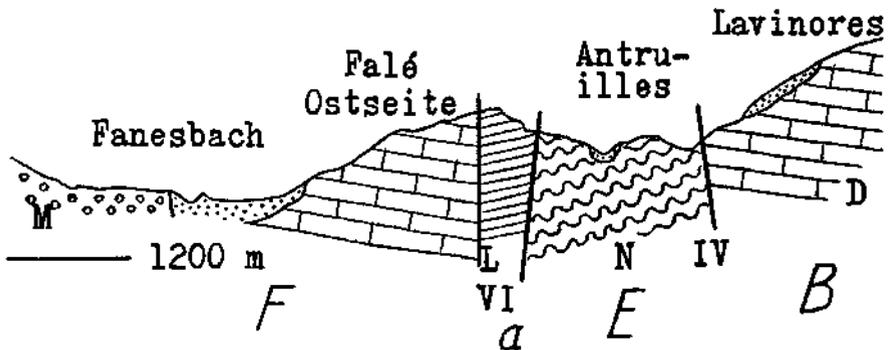
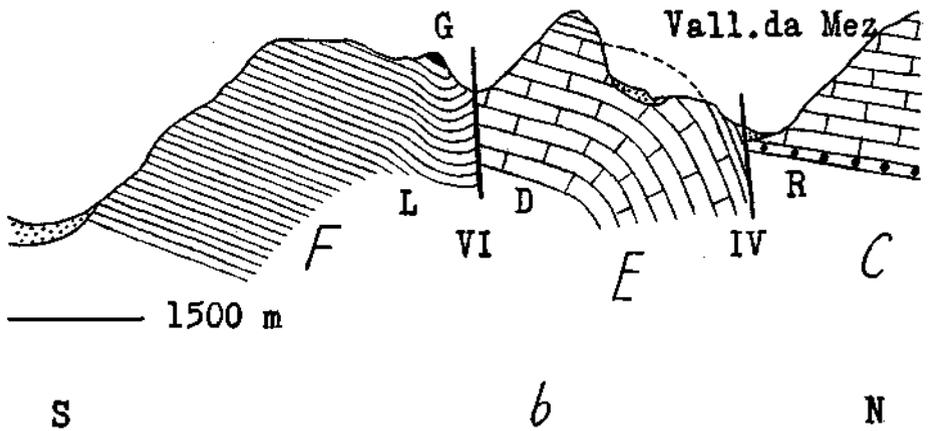
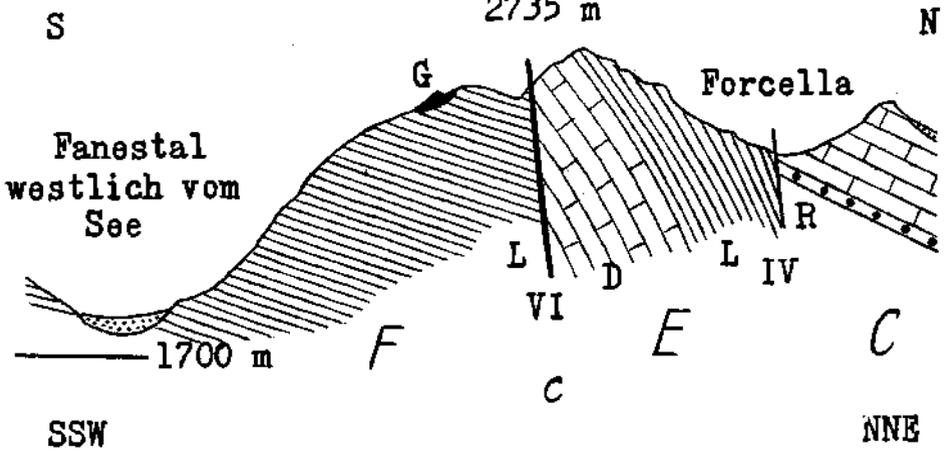


Fig. 8. Maßstab 1 : 25.000.

Drei Profile (a, b, c) durch die Col Becchei-Gruppe.

R = Raibler Schichten, D = Dachsteindolomit, L = Liaskaik, N = Neocom, G = Gosau-Konglomerat, M = Moräne, S = Schutt, IV und VI = Störungsflächen, B, C, E, F = tektonische Einheiten.

Die Gegend des Limosees ist tektonisch kompliziert. Der See liegt in einer aus roten Malmkalken und aus Neocom gebildeten Synklinale. An der Nordostseite treffen in spitzem Winkel zwei Störungen aufeinander. Die eine ist die beschriebene Croda del Becco-Linie, die zweite durchschneidet die Synklinale im E und ist in der Richtung gegen die nahe Fanesschlucht bis Punkt 2046 zu verfolgen. Sie trennt flach gegen NE fallende von steil nach NW eintauchenden Liaskalken.

Vom Limosee an ist der Verlauf der Linie VI durch eine kleine Talung angedeutet, die gegen die unteren Kleinfaneshütten weist. Nördlich der Hütten ist zwischen den sich hier vereinigenden Linien IV und VI ein Oberjura- und Kreideresest

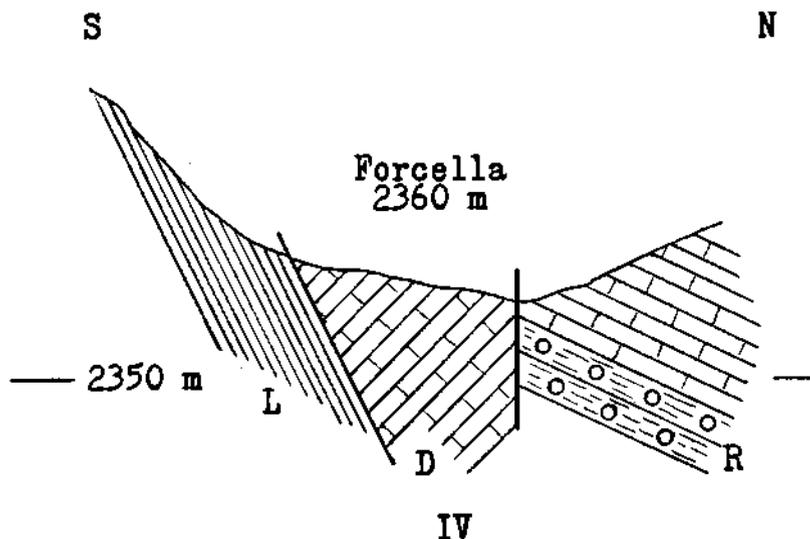


Fig. 9. Maßstab 1:1000.

Profil durch die Forcella (Punkt 2360).

R = Raibler Schichten, D = Dachsteindolomit, L = Liaskalk, IV = Störung.

dadurch erhalten geblieben, daß er zwischen Liaskalke geklemmt wurde. Das Gebiet der vorderen Kleinfanestalpe liegt heute infolge Senkung durchschnittlich um 150 bis 200 m tiefer als das Plateau von Plan di Salines.

Östlich von der Croda d'Antruilles setzt eine NS streichende Bruchfläche durch, an welcher Kreide gegen Dachsteindolomit verworfen ist. Der Dachsteindolomit der Croda d'Antruilles steht bei Punkt 1953 saiger, die Mergel und Mergelkalke des Neocom sind gestaucht.

F. Den südlichsten Streifen des kartierten Gebietes nimmt die Col Becchei-Gruppe ein, deren Bau schon kurz angedeutet wurde. Sie bildet wahrscheinlich mit dem jenseits des Fanestales gelegenen Monte Vallon Bianco eine tektonische Einheit. Hauptgestein sind die Liaskalke mit ihren reich gegliederten Abstürzen gegen das Fanestal. Die Schichten fallen vorwiegend gegen N, nur im östlichen Teil gegen NW, weshalb hier auch noch der unterlagernde Dachsteindolomit sichtbar wird, der den Falé aufbaut.

Bemerkenswert und für die Zeitbestimmung der tektonischen Vorgänge wichtig ist die Lagerung eines schon im stratigraphischen Teil erwähnten Gosauvorkommens, das seiner Kleinheit wegen in der

Karte nicht dargestellt werden konnte: an der Südseite der Croda del Becco sieht man zwischen Punkt 2373 und 2578 (näher bei ersterem) in einer kleinen Wand zwischen steilstehenden Liaskalken ein Konglomerat eingelagert, wahrscheinlich eingefaltet, das seitlich von einer Mylonitzone begleitet wird. Das Ganze ist, wie die Skizze (Fig. 10) andeuten soll, nachträglich von einer Liasscholle überschoben worden. Die Schubfläche steigt gegen NW mäßig an.

Außerdem ist es in den Liaskalken der Col Becchei-Gruppe zu mannigfachen Schichtverbiegungen (bis zur Saigerstellung) gekommen, die sich jedoch in kein einheitliches System bringen lassen.

3. Das Verhältnis der tektonischen Einheiten zueinander.

Aus obiger Beschreibung und aus den Profilen ergibt sich, daß die Einheiten *A*, *B*, *C*, *E* im Osten infolge gleichsinniger Aufdrehung der Flanken sägedachartig aneinandergereiht sind, so daß dort an den Störungsflächen I, II, IV und VI jüngere Gesteinsschichten im SW an ältere im NE stoßen. Im mittleren Teile des Arbeitsgebietes verliert sich diese Aufbiegung und geht im NW bei den Einheiten *A*, *B* und *C* in eine Neigung gegen SW über.

Diese konforme Biegung ist wohl in dem Sinne zu erklären, daß der einheitliche Druck aus dem S, welcher das ganze Gebiet beherrschte, sich, durch die Umgebung beeinflusst, ungleich auswirkte.

Im SE, wo die St. Vigiler Dolomiten zwischen den mächtigen Massen der Tofana und des Hl. Kreuzkofels einerseits und dem Massiv der Hohen Gaisl andererseits förmlich eingeklemt sind, wirkte sich die horizontale Pressung, die Biegung, Hebung und Senkung längs der Bruchflächen am stärksten aus. Die besonders in der Ober-schichte der Liaskalke ausgeprägten Schleppungen lassen vermuten, daß die Hebung der Flanken im ersten Stadium noch größer war und daß nachträglich wieder eine partielle ausgleichende Senkung platzgriff.

Die Schichtlage im mittleren Teile läßt auf Abnahme des N—S-Widerstandes schließen. Die Drehung verliert sich, doch verrät auch hier eine schwache Ausbuchtung der Streifen *B* und *C* gegen NE den Druck des Hl. Kreuzkofels aus dem S. Im NW, wo der Schlerndolomit von Piz da Peres, Paratscha und Krippeskofl das südlich der Störung I gelegene Vorgebirge (Plaberg, Krippes) überragt und wo zwischen II und IV die schmiegsameren vulkanischen Sedimente an die Stelle des Schlern-dolomits treten, dort waren von vornherein die Voraussetzungen für eine Senkung der dolomitischen Südwestflanken bei I, II und IV gegeben (Rückstan).

Im Streifen *C* verursachte der Gebirgsdruck außer jener windschiefen Verbiegung zunächst eine Hebung des schiffähnlichen Riesenkörpers um Hunderte von Metern, an der Störung IV gemessen um die ganze Mächtigkeit des Dachsteindolomits. Durch diese Vertikalbewegung (nicht etwa Überschiebung!) entstand also ein hoher Felsrücken zwischen Sennes und Fanes.

Die Hebung dieser auch nach unten zu keilförmigen Einheit *C* aus ihrem Rahmen mußte ein vorübergehendes Nachlassen der Pressung im nahen Umkreise oder doch eine Verminderung des Reibungswiderstandes an den Bruchflächen zur Folge haben und konnte sekundär zur Auslösung von Gleitbewegungen in den zwischen ihnen liegenden Streifen führen.

Weil sich in den Teilstücken *B* und *C* der allgemeine Süddruck vorläufig nur in seiner SW—NE-Komponente durch Schub senkrecht zu

I und II, durch Biegung und Hebung ausgewirkt hatte, lag in den Streifen *B* und *C* das Bestreben, im Sinne der Hauptdruckrichtung nordwestwärts auszuweichen, soweit es die S—N-Resultierende des Kräfteparallelogramms forderte.

Hier drängt sich schon die Frage auf: Haben sich die Einheiten *B* und *C* zwischen den Störungsflächen gegen NW bewegt oder nicht? Deutliche Anzeichen sprechen dafür, ein exakter Beweis läßt sich aber nicht erbringen.

Die Dislokationen im NW der Einheit *C* am Riedjoch und jene am Plaberg im Streifen *B* sind ausgesprochene Flachüberschiebungen mit der Richtung SE—NW.

Die Dolomitstirne des Paresberges mit dem Jurareste springt in ihrer heutigen Lage unnatürlich weit über den fast kreisrunden Rand

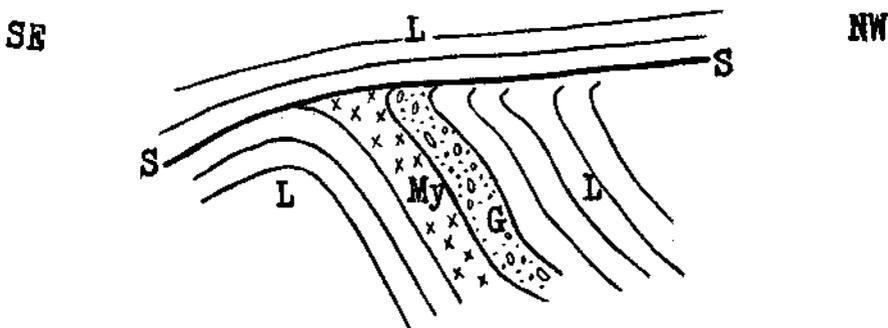


Fig. 10. Skizze 1 : 500.

Gosau-Konglomerat in Liaskalke eingeklemmt und von diesen überfahren.

L = Liaskalke, *G* = Gosau-Konglomerat, *My* = Mylonit, *S* = Schubfläche.

des Hl. Kreuzkofels vor. Ähnlich verhält es sich mit den weit nach NW vorgeschobenen, untersten Bänken des Dachsteindolomits in Krippes.

Gelten diese beiden Argumente für den Streifen *C* in höherem Maße als für *B*, so sprechen beim letzteren Teilstück auch noch folgende Gründe für eine SE—NW-Verschiebung. Vor allem die Aufbiegung des ganzen Streifens in der Richtung der Längsachse gegen NW, während die Schichten in der anliegenden Einheit *A* nach N aufbiegen, weiters der wellenförmige Aufstieg der Liaskalke am Col di Lasta gegen NW und die fast gleichgerichtete Flexur am Monte Sella di Sennes, endlich das Zurückbleiben der mit 50° südfallenden Raibler Schichten in Cacagnares gegenüber den flach SE fallenden Raiblern in Krippes, wobei allerdings eine — wenn auch infolge der Steilstellung kaum ins Gewicht fallende — Rückwitterung hereinspielen könnte.

Die Einheit *C* zeigt nicht nur im Querprofile, sondern auch in der Horizontalprojektion eine deutliche Keilform mit SE gerichteter Spitze und NW gekehrtem Rücken. Diese doppelte Keilform (Flachbootform) mußte wohl bei der Hebung zu einem Ausweichen gegen NW führen,

namentlich wenn sich die Keilform ursprünglich auch in der nordwestlichen Hälfte fortsetzte, und das ist nicht unwahrscheinlich. Jedenfalls hat nicht nur die Dolomitauflage (Paresberg), sondern auch die gegen Wengen freiliegende, mitgeschobene Unterlage seither durch Rückwitterung an Breite eingebüßt.

Wollte man den Störungen I, II und III nur die Funktion von Gelenken znerkennen und den Schub von *B* und *C* nach NW bestreiten, so wäre kaum eine Erklärung zu finden, wie neben dem allgemeinen Aufbiegen der Schichten in *A* gegen *N* die Überschiebung in *B* und *C* gegen NW entstanden sein könnte.

Da eine Dehnung (Streckung) der Streifen *B* und *C* in der Richtung der Längsachse wegen des starren und spröden dolomitischen Gesteins höchst unwahrscheinlich ist, wäre schließlich noch zu erwägen, ob nicht etwa eine Zerreißung innerhalb dieser Einheiten stattgefunden hat, ob nicht Teile abgescheert wurden und ob sie sich z. B. auf den Gleitflächen der Raibler Schichten gegen NW fortbewegt und die Überschiebungen verursacht haben. Das Prisma *B* weist aber weder Kennzeichen eines Bruches noch Spuren einer solchen Zerreißung auf. Beim gehobenen Teilstück *C* könnte man in Val di Rudo, wo der Dachsteindolomit auf den Raibler Schichten eine Lücke von fast 200 *m* bildet, an eine solche Zerreißung denken, wenn nicht das Längsprofil und die südlichen Ausstriche ungestörte Schichtung zeigen würden und das Fehlen tektonischer Breccien dagegen spräche. Der bis zu den Raibler Schichten, sogar noch bis in den liegenden Schlierndolomit hinabreichende, schntthbedeckte Einschnitt von Val di Rudo ist, möglicherweise von einer nicht sehr tiefgehenden tektonischen Spalte vorgezeichnet, durch allmähliche Erosion vom Rauchtal her entstanden. Übrigens stünde die Breite dieser Lücke, welche trotz Rückwitterung an der Talsohle heute noch kaum 200 *m* erreicht, im Mißverhältnis zur tektonischen Auswirkung an der Stirne des Paresberges.

Der gehobene starre Felsriegel *C* brach später zwischen der Eisengabel und dem Monte Sella di Fanes ab, die nordwestliche Hälfte senkte sich wieder in die Tiefe. Hiefür liegt der Beweis im Längsprofil und in der geringeren Sprunghöhe am Antonijoch. Auch die Schleppung der Liaskalke westlich der Störung IV hängt dort mit dieser Senkung um ca. 200 *m* eng zusammen, vielleicht auch der Knick im Profil des Monte Sella di Fanes (Fig. 6).

Der Abbruch im Felsenkessel am Fuße des Neuner (SW-Ast von IV), die Senkung des Paresberges in seine gegen SW ausweichende Unterlage sind auch auf den Bruch dieses starren Dolomitkörpers zurückzuführen.

Der Einheit *E*, deren S-förmig geschwungener Körper den Einfluß der Hl. Kreuzkofelmasse im SW und der Hohen Gaisl im NE verrät, scheint von jeher die Rolle eines Puffers der nachdrängenden Tofanagruppe zugewiesen zu sein. Die tektonischen Komplikationen, die außerordentlichen Steilstellungen, Verwerfungen und Faltungen deuten auf besonders hohen Druck aus S und Rückstau von N. Horizontale Bewegungen lassen sich auch bei dieser Einheit nicht exakt nachweisen, das eine aber ist sicher, daß schon die kleinste Verschiebung von *C* sich gleichsinnig in *E* auswirken mußte.

4. Bewegungsphasen.

Die älteste nachweisbare Gebirgsbildung fällt in den St. Vigiler Dolomiten in das Jungpaläozoikum, spätestens in das Perm, denn die Aufnahme ergab, daß das Perm-Triasmeer den Brixner Quarzphyllit bereits in demselben gefalteten Zustande angetroffen hatte, den er heute

aufweist. Belege hierfür bilden Funde von faustgroßen Stücken gefalteten Quarzphyllits in den „Basalbildungen“ und im Grödner Sandstein zwischen Piccolein und St. Vigil. (Vgl. Stratigraphie.)

Bis in die mittlere Kreidezeit hinein können dann orogenetische Bewegungen nicht nachgewiesen werden. Aus dem Riffwachstum ist auf eine allgemeine sukzessive Bodensenkung zu schließen.

Der erste Akt der alpinen Faltung begann auch hier noch vor Ablagerung der Oberkreide-Konglomerate, also etwa in der mittleren Kreide. Das ergibt sich aus den Lagerungsverhältnissen in der Col Becchei-Gruppe. Längs der Croda del Becco-Störung (VI) breiten sich zu beiden Seiten Gosau-Konglomerate über z. T. steilgestellten Liaskalken aus, so daß Teile der tektonischen Einheiten *E* und *F* sowie der Ausstrich der Störungsfäche VI (hier mit einer Sprunghöhe von 500 m) durch diese Ablagerungen gleichsam überbrückt werden. Demnach war — wenigstens in der Col Becchei-Gruppe — die Gebirgsbildung in der Hauptsache noch vor der Gosauzeit zur Ruhe gekommen. Damit scheint nun endlich ein verlässlicher Anhaltspunkt für das Vorhandensein einer prägosauischen Großtektonik in den Südtiroler Dolomiten gefunden zu sein.

Da man nun aber an einer Stelle (zwischen Punkt 2373 und Punkt 2578, siehe Fig. 10) sehen kann, daß zwischen Liaskalken eingelagerte Kreidekonglomerate nachträglich von einem Liaspaket überfahren wurden, folgt, daß auch noch später, vermutlich im Alttertiär, tektonische Bewegungen eintraten. Eine nähere Altersbestimmung der zweiten Phase ist leider nicht möglich, weil tertiäre Bildungen fehlen. Zwischen den beiden Phasen vollzog sich die Ablagerung der Gosau-Konglomerate.

5. Selektive Tektonik.

Die älteren Hauptfelsbildner in den St. Vigiler Dolomiten, Dachstein- und Schlerndolomit, haben im allgemeinen nur mäßige Verbiegungen mitgemacht. Beide sind im großen ganzen starr geblieben und glichen höhere Beanspruchungen durch Brüche aus. In ihrem Verbreitungsgebiete herrscht deshalb Bruchtektonik, die sich teils in einer Zerlegung in größere tektonische Einheiten, teils in einer Aufspaltung auf kleinem Raume (Paresberg) äußert. Die ungestörte Bankung und Schichtung läßt vermuten, daß es innerhalb dieser Felsmassen zu größeren Horizontalverschiebungen nicht gekommen ist.

Der dritte Hauptgesteinsbildner, der Liaskalk, erweist sich zäher und als ein oberstes, geringer belastetes Schichtglied beweglicher. Wo die Liaskalke durch Wechsellagerung mit dem rhätischen Dolomit als Grenz- bildung innig verbunden sind, gehen die Dislokationen nicht über eine mäßige Wellung hinaus. Wo aber diese Verbindung nicht mehr besteht, sondern die klastischen Grenz- bildungen mehr Bewegungsfreiheit geben, da sind Schichtverbiegungen und Faltungen keine Seltenheit. Sie entstehen dadurch, daß der gebirgsbildende Druck sich in höheren und höchsten Schichten stärker auswirkt als in den tieferen und daß die obersten, weniger belasteten Kalke den unteren, durch das auflastende Gewicht gebremsten Zonen vorausstreben. Sie gestatten infolgedessen

innerhalb gewisser Grenzen auch Schlüsse auf die Richtung der Bewegung.

Die besten Zeugen dieses Geschehens sind in den Dolomiten die taschenförmig eingeklemmten Kreideschichten z. B. auf der Roten Wand (Gipfelfaltung). Auch am Monte Sella di Sennes sieht man von weitem das Wahrzeichen eines solchen Bewegungsvorganges in einer steil nach NW in die Luft ragenden Kalkplatte, als Rest einer S-förmigen Flexur, deren nordwestlicher Teil abgebrochen und abgetragen ist.

Diese Aufbiegungen sind mit Streckungen und Stauchungen der Kalkschichten, wohl auch mit Zertrümmerung der dolomitischen Sattelkerne und der Grenzbildungen verbunden, jedoch ohne daß letztere den Charakter eines Gleithorizontes annehmen würden.

In beschränktem Maße fungieren dagegen schon die Raibler Schichten als Gleithorizont. Die starren Dolomitmassen unterteilend, vermitteln sie durch Biegungsgleitung den Ausgleich von Zug- und Druckspannungen. Durch ihre Zwischenlagerung kommen z. B. an den Ausstrichen im Grünwaldtal und in Krippes Aufbiegungen des Schlern- und Dachsteindolomits zustande, die man bei dem Allgemeinverhalten dieser spröden Gesteine kaum für möglich halten sollte.

In der mittleren Trias gesellt sich zur Verschiedenartigkeit der Gesteine in vertikaler Richtung auch noch der Umstand, daß im äußeren Rauhtal zwei stofflich verschiedene Bereiche aneinander grenzen. Auf diesen Fazieswechsel in der ganzen ladinischen Stufe geht jedenfalls die erste Anlage des Rauhtales zurück, weil sich an der Grenze von zwei so heterogenen Bereichen eine Angriffsfläche für tektonische und erodierende Kräfte bot und der Rauhtalbach dort den geringsten Widerstand fand. Während die Nordostseite vom Unteren Muschelkalk an dolomitisch entwickelt ist, wird die Südwestseite des Tales von den Tuffgesteinen der mittleren Trias gebildet. In den relativ weichen Wengener Schichten ist der Paresberg eingesunken, auf ihnen hat auch die Riedjoch-Überschiebung stattgefunden. Ein besonders plastischer Horizont sind die Buchensteiner Schichten, in denen man fast überall schöne Flexuren, Faltungen und Stauchungen beobachten kann, die dank ihrer dünnen Bankung und dem Wechsel von harten Kieselkalken mit weichen Mergeln und Tuffen zustande kommen.

Mendeldolomit und Muschelkalk bilden im allgemeinen steifere Horizonte, wo sie aber in geringerer Mächtigkeit auftreten, machen sie die Veränderungen des Liegenden und Hangenden mit. Die Mergel und Schiefer der Werfner Schichten sind plastisch und fördern gleitende Bewegungen.

Die Bellerophon-Schichten haben sich bei den gebirgsbildenden Bewegungen als außerordentlich defornierbar erwiesen. Besonders schön kommt dies in den Gipsfalten der Piccoleimer Schlucht und der Roa Blanca zum Ausdruck, aber auch die Rauhacken, Dolomite und Kalke sind nicht selten in Falten und Schlingen gelegt. Der Grödner Sandstein hingegen ist im allgemeinen strukturell unverändert geblieben. Nur die höchsten, feinkörnigen Lagen haben sich ihrem Hangenden anzupassen versucht.

6. Zusammenfassung.

Auf die paläozoischen, durch die Faltstruktur des Brixner Quarzphyllits bezeugten Krustenbewegungen folgte eine lange Epoche ruhigen sedimentären Aufbaues.

Erst in der mittleren Kreidezeit wurden in den St. Vigiler Dolomiten wieder regionale Schubkräfte nachweisbar wirksam. Sie waren von S gegen N gerichtet und mußten, am Pustertaler Aste des Periadriatischen Bogens auf Widerstand stoßend, Gegendruck erzeugen. Die Folge war ein Zusammenpressen und Wellen der mächtigen Sedimentdecke im Phyllitbecken, begleitet von hohen Zugspannungen, denen die starre, vorwiegend dolomitische Hauptmasse nicht standzuhalten vermochte. So entstanden weitreichende Brüche und zerteilten das mittlere und obere Schichtsystem in 6 große, auf schmiegsamer Unterlage der Bellerophon- und Werfner Schichten gebettete Schollen (*A bis F*).

Im Innern des fortdauernd von S gegen N gedrückten Gebietsrahmens vollzogen nun die gelockerten Einheiten *B, C, E* ihre Sonderbewegungen. Sie wurden gegen NE zusammengeschoben und aufgerichtet, gleichsam wie man schiefstehende Bände in einem Bücherregal zusammerrückt, um Platz zu schaffen. Als hierbei der keilförmige Streifen *C* nach oben auszuweichen begann, verminderte sich der Reibungswiderstand an den Bruchflächen so weit, daß die Schollen *B, C* (wahrscheinlich auch *E*) im Sinne der zweiten Komponente gegen NW gleiten konnten, bis der Ausgleich mit der Hauptschubrichtung (S—N) erreicht und das Gleichgewicht innerhalb des Rahmens wieder hergestellt war. Parallel mit dieser Hauptrichtung streichende Verwerfungsbrüche lassen erkennen, daß die Bogenspannungen auch schollenweise aufgehoben wurden.

Anzeichen einer letzten Bewegungsphase sind für das Tertiär festgestellt worden.

Morphologie.

Vor der Alpenfaltung erstreckte sich zwischen Seekofel und Hl. Kreuzkofel, zwischen Monte Sella di Sennes und der Hohen Gaisl ein zusammenhängendes, durchaus mit einer mehrere Hundert Meter mächtigen Jurakalkplatte, teilweise auch mit Neocom bedecktes Schichtsystem, dessen Oberfläche nur geringe Höhenunterschiede aufgewiesen haben dürfte.

In der mittleren Kreidezeit erfolgten, wie im tektonischen Teile gezeigt wurde, an tiefgreifenden Brüchen beträchtliche Verschiebungen einzelner Teile der Schichtplatte in horizontalem und vertikalem Sinne. Die gleichzeitig einsetzende Erosion schuf Hohlformen, in die zur Oberkreidezeit das Meer wieder eindrang. Reste der neuerlich abgesetzten marinen Sedimente sind in der Col Becchei-Gruppe erhalten. Ob auch Flüsse an dieser Ablagerung beteiligt waren, ist unentschieden.

Tertiäre Abtragung modellierte dann das Relief, das im wesentlichen die Grundlage des heutigen bildet.

A. Selektive Formgebung.

Von manchen Einzelheiten dieses Reliefs war schon in der Einleitung die Rede, auch wurden im stratigraphischen Teile Eigentümlichkeiten und Einfluß der Gesteinsarten im Landschaftsbilde gestreift, im tektonischen auf ihr ungleiches Verhalten gegenüber mechanischer Beanspruchung und bei der Formgebung hingewiesen. Es sollen deshalb die selektiv-morphologischen Momente hier nur mehr kurz zusammengefaßt werden:

Selektive Erscheinungen begegnen uns besonders im nordwestlichen Teile der St. Vigiler Dolomiten, wo auch die älteren Schichten erschlossen sind. Hier fällt vor allem eine selektive Folge des Fazieswechsels in der ladinischen Stufe auf. Das rückgewitterte Schlerndolomitgebirge nordöstlich des Rauhtales ragt höher und schroffer empor als die Südwestseite, welche von weniger widerstandsfähigen vulkanischen Gesteinen gebildet wird und sanftere Formen zeigt.

Die älteren Schichten, Quarzphyllit, Grödner Sandstein, Bellerophon-Schichten, Werfner Schichten neigen im allgemeinen zu runderen Formen. Darüber folgt dann die je nach Mächtigkeit und Schichteneinfallen mehr oder weniger sichtbare Felsflucht des Unteren Muschelkalks und Mendeldolomits. Die hangenden Buchensteiner Schichten, Agglomerate, Tuffe und Wengener Schichten tragen, abgesehen von kleinen Steilstufen, fast durchwegs sanftes Gelände. Der Schlerndolomit hingegen schafft mit seinen mannigfach gestalteten Felstufen und Zacken ein völlig anderes Relief, wenn er auch infolge der Schichtneigung nicht wie in anderen Dolomitstöcken jene charakteristischen prallen Wandformen zu bilden vermag. Im Paratschagebiete kommt es örtlich zur Auflösung in turmähnliche Einzelformen.

Über dem Schlerndolomit liefert das dünne Band der Raibler Schichten eines der schönsten Beispiele morphologischer Selektion. Wo die Raibler Schichten steil stehen, bilden sie tiefe Einschnitte zwischen den Dolomitmassen und erleichtern dadurch den Verkehr (Cacagnares, Grünwaldtal, Forcella). Wo sie aber flacher liegen (Punkt 2011, Rù de Würz), haben sie die Erhaltung des unterlagernden Schlerndolomitsockels bewirkt.

Der mächtige Dachsteindolomit unterscheidet sich von letzterem durch deutliche Schichtung und Bankung. Von jüngerem Gestein überlagert, bildet er hohe, steile, rauhe Wände, wo jedoch die Juraplatte verschwunden ist, tritt rasch die Auflösung in Türme und Zacken ein (Grünwaldtal, Rauhtal). Ein Übergangsstadium zeigt der Paresberg, der sein Juradach in geologisch jüngster Zeit verloren hat. Die Türmchen der Gipfelregion lassen (von Wengen aus gut sichtbar) den beginnenden Verfall des Berges erkennen. Am Fuße steiler Rinnen breiten sich wie beim Schlerndolomit die Zerfallsprodukte als feiner, rhomboedrischer Grus fächerförmig aus.

Die dünner gebankten, Faltungen und Plattenschüsse bildenden Liaskalke setzen die Wände des Dachsteindolomits in noch größerer Steilheit nach oben fort und bauen die höchsten Gipfel des Gebietes auf. Ihr Verwitterungsprodukt ist grober, kantiger Blockschutt.

Die Kreidesteine sind wegen ihrer geringen Verbreitung für die Morphologie bedeutungslos. Wo sie in größerer Mächtigkeit vorkommen (La Stuva, Antruilles), formen sie flache Hänge ohne Steilstufen.

B. Hebungswise Formentwicklung.

Eine der großzügigsten morphologischen Veränderungen brachte die im vorigen Kapitel eingehend besprochene Hebung des SE—NW streichenden Streifens (C) mit sich. Dieser mächtige Felsriegel trennte die früher auch morphologisch zusammenhängenden Gebiete von Fanès und Sennes und erstreckte sich bis in den Raum des heutigen Rauhtales. Er dürfte die infolge Aufbiegung der Randpartien der Hl. Kreuzkofelgruppe und der Einfassung des Sennesplateaus (Seekofel, Ricegon) entstandenen Mulden in zwei große Staubecken verwandelt haben.

Die Böden dieser beiden Mulden gehören nun jenem ersten Verflachungssystem in 2100 bis 2300 *m* Meereshöhe an, das, wie Klebelsberg (36, S. 75) ausführt, mit geringen Abweichungen von der Höhenlage über weite Gebiete der Südtiroler Dolomiten verfolgt werden kann. Dieses System umfaßt die Hochflächen von Fanès einerseits und jene von Fodara Vedla—Sennes—Fosses mit dem Gebiete der Alpe La Rosa anderseits.

Der alte Talboden von Großfanès bricht sowohl gegen St. Cassian als auch gegen das Fanestal als Steilstufe ab. Ein Gegenstück in gleicher Höhe bildet in Kleinfanès das Plateau von Plan di Salines samt den westlich anschließenden Karstböden. Das Einzugsgebiet von Fanès wurde vermutlich zuerst nach S über den Col Lodgia gegen St. Cassian entwässert und erst später durch das Fanestal angezapft (34, S. 300 und 301), wobei das Limojoch wie eine natürliche Schleuse (Übergangswasser) gewirkt zu haben scheint. Für den Abfluß ansehnlicher Wassermengen über das Limojoch spricht folgendes. Durch die Untersuchungen Kobers sind Konglomerate (39) bekannt geworden, deren Verbreitungsgebiet hauptsächlich in Bereiche der Alpe Großfanès gelegen ist. Nach Klebelsberg (36, S. 212) sind es „Reste alter, entsprechend der geringen Transportweite noch nicht besser sortierter und gerollter Haupttalschotter“. Ein solches Vorkommen 300 *m* südlich vom Limossee wurde in der Karte als „Konglomerierte Schotter“ bezeichnet. Es ist präglazial, weil man an ihm die Schlifffwirkung des Eises deutlich erkennen kann. Erst als sich das vom Sennesbecken gespeiste Rauhtal gegen SE bis über Pederù hereingenagt hatte, und als der wie eine Staumauer wirkende Felsriegel nicht mehr dicht genug war, erfolgte der Durchbruch in Val di Rudo. Seither gehört der Kleinfanèskessel zum Quellgebiete der Rienz. Das Durchflußprofil Val di Rudo wurde in der Folgezeit durch Erosion erweitert.

Vom Sennesplateau scheinen die Wässer zuerst teils gegen das Rauhtal, teils über die Alpe La Rosa, vielleicht in das Gottrestal, abgelflossen zu sein, denn auch von La Rosa führt Kober (39) verkittete Schuttmassen an. Das Boitetal entstand später.

In dasselbe Niveau ist auch der oberste, im Dachsteindolomit gelegene Abschnitt des Krippestales zu stellen, der mit einer Felsstufe bei P. 2172 oberhalb der Hütten endet. Besonders deutlich wird diese Verflachungszone wieder am Nordrande des Gebietes auf den Höhen der Hochalpe, wo im Schlerndolomit, der hier durch tektonische Vorgänge in diese Höhe gerückt ist, bei 2200 bis 2300 *m* eine (nach Klebelsberg mitteltertiäre) Abtragungsoberfläche zu erkennen ist.

Man sieht, daß Entstehung und Erhaltung dieser Horizonte nicht selektiv bedingt sind. Auch ist nach Klebelsberg (32, S. 50) „dieses

System der obersten Verflachungen seinem Wesen nach unabhängig von der — erst lange später eingetretenen — Vergletscherung^e. Die ausgedehnten Hochflächen bildeten aber vermutlich ergiebige Firnfelder, so der Faneskessel und das Sennesplateau für den Rauhtalgletscher, letzteres auch für den Boitegletscher.

In den minder widerstandsfähigen Gesteinen der unteren und der vulkanisch entwickelten mittleren Trias ist dieses Oberflächensystem weniger deutlich ausgeprägt. Nur die Umgebung der Kreuzspitze (2020 *m*) oberhalb Wengen deutet eine derartige Verflachung an, die sich mit den Armentaraböden am Fuße des Hl. Kreuzkofels verbinden läßt.

Ein zweites, tieferes, erosives Oberflächensystem liegt in 1700 bis 1800 *m* Höhe. Es wird durch das oberste Boitetal zwischen La Stuva und Campo Croce, durch den mittleren Abschnitt des Fanestales und durch die Gegend südlich des Riedjoches angezeigt.

In derselben Höhe halten sich die Schuttsohlen von Val di Rudo, weiters jene des mittleren Krippestales und des inneren Grünwaldtales.

Ein noch tieferes, erosives Oberflächensystem liegt in unbekannter Tiefe den Alluvionen der größeren, gleichsam im Schutt ertrunkenen Täler zugrunde. An erster Stelle kommt hier die Aufschüttungssohle des Rauhtales zwischen 1300 und 1500 *m* in Betracht. Beim äußeren, ebenfalls hochaufgeschütteten Grünwaldtal liegen die Höhen zwischen 1500 und 1700 *m*. Vielleicht gehört auch die Gegend von Peitlstein (1350 bis 1500 *m*) diesem System an.

Als Fehlgebiet von Verflachungen größeren Ausmaßes ist die Col Becchei-Gruppe zu nennen, wo sich infolge außergewöhnlicher Störungen weder Hoch- noch Talverflachungen zu bilden vermochten.

C. Glaziale Formgebung.

Gar manche Formen im Relief der St. Vigiler Dolomiten lassen sich auf Gletscherwirkung zurückführen.

Unter den Tälern kommt in erster Linie das trogförmige Fanestäl in Betracht, das in seinem mittleren und oberen Teile verhältnismäßig schuttarm ist und nicht selten den anstehenden Fels vortreten läßt. Es mündet bei Peitlstein mit einem breiten, anscheinend hoch aufgeschütteten Becken (Pian dell'uovo), von dem schon Klebelsberg (36, S. 241) schrieb, daß es „kaum anders als glazial-erosiv gedeutet werden kann“. Die Vorarbeit hat sicherlich das fließende Wasser geleistet. Die endgültige Form des Fanestales dürfte aber im wesentlichen vom Gletscher geprägt worden sein. In geologisch jüngster Zeit haben sich dann der Fanes- und Travenanzesbach bei Ponte alto tief in den Dachsteindolomit genagt. Auch für die Gestaltung der übrigen Täler des Gebietes ist streckenweise Glazialerosion wahrscheinlich, aber nicht mehr nachweisbar.

Viel deutlicher tritt die Gletscherwirkung auf den Hochflächen in Erscheinung, wo vielfach die höher aufragenden Felsformen vom Eis gerundet und abgeschliffen wurden (Sennesalpe, Rundbuckel bei der

Alpe Großfanès). Ebenso lassen die vom Eis überflossenen Wasserscheiden, z. B. das Kreuzjoch, die formausgleichende Wirkung des Eises erkennen.

Andere Formen, die als glazial erodierte Becken gedeutet werden könnten, erweisen sich allerdings bei näherer Untersuchung der Schichtausstriche als flache Synklinale. Für einzelne Fälle ist glaziale Auskolkung sehr wahrscheinlich. So für das Becken des Hochalpensees am Kreuzjoch, das mitten in einem gletschergerundeten Gelände liegt. Das anscheinend tiefe Becken wird ringsum von steilen Felshängen eingefasst. Die E—W gerichtete Längserstreckung läßt sich aber mit keiner Gletscherrichtung in Verbindung bringen. Das Eis strömte vermutlich von N her.

Für die Becken der beiden größeren Fosses-Seen ist glaziale Erosion anzunehmen. Zur Erhaltung dieser Seen haben wasserundurchlässige Kreideschichten wesentlich beigetragen.

Beim Sennessee scheint eine Kombination von Dolinen- und Gletschersee vorzuliegen. Klebelsberg (34, S. 351) hat eine „Doline mit verstopftem Abzugskanal“ festgestellt. Andererseits deuten südgerichtete Gletscherschliffe und Moränenschutt an, daß der Eisstrom an der Ausföschung mitgewirkt hat.

Auch für die vertorften Tümpel südöstlich der vorderen Kleinfaneshütten dürfte Gletscherkolk in Betracht kommen.

D. Karstbildungen.

Für die Oberflächengestaltung erlangt im Bereiche der Liaskalke auch chemische Erosion einige Bedeutung. Die Liaskalke zeigen nämlich stellenweise Karrenfelder und Dolinen. Letztere sind besonders am Sennesplateau ziemlich verbreitet. Meist sind es nur kleine, bald mehr bald weniger mit Humus bedeckte Vertiefungen von 1—2 m Durchmesser, in denen mit Vorliebe die Murmeltiere hausen. Größere Dolinen sind seltener. In einer 4—5 m tiefen Doline verschwindet beispielsweise der Abfluß der beiden Fosses-Seen. Südöstlich vom M. Sella di Sennes ist unweit der Val Salata-Linie der Abzugskanal einer Doline im Längsschnitt zu sehen. Er weitet sich nach unten zu einer kleinen Höhle, die noch im Spätsommer Schnee enthält.

Die Verkarstung hat oft zur Folge, daß im Verbreitungsgebiete der Liaskalke wegen Wasserdurchlässigkeit die Vegetation abstirbt.

Bereits im stratigraphischen Teile wurde bemerkt, daß auch der Dachsteindolomit ausnahmsweise (Krippes) Ansätze zur Verkarstung zeigt.

Schließlich sind Beobachtungen über das Verhältnis von Verkarstung und Vergletscherung bemerkenswert, welche darauf deuten, daß die Karstrillen, wenigstens z. T., schon vor der letzten Vereisung bestanden haben. Am Sennesplateau und in Kleinfanès kann man nämlich gelegentlich Kalkbänke sehen, die erkennen lassen, daß die scharfen, kammartigen Gesteinsrippen abgeschliffen und nachträglich wieder aufgerauht worden sind.

Diluvium.

A. Moränen.

Die eiszeitliche Vergletscherung hat, wie schon erwähnt wurde, auch in den St. Vigiler Dolomiten bemerkenswerte Spuren hinterlassen. Weil der Aufnahmbereich keine in sich geschlossene Gruppe vorstellt, soll versucht werden, die einzelnen Vorkommen nach den mutmaßlichen Einzugsgebieten zu beschreiben.

1. Foscheduratal—Kreuzjoch—Grünwaldtal—Krippes.

Über den letzten Häusern von St. Vigil mündet das Foscheduratal (Hochalmbach) mit einem großen Schuttkegel in das Haupttal. Hier hat Klebelsberg (35, S. 218) gelegentlich unserer gemeinsamen Begehung Moränenschutt gefunden und auch noch verschiedentlich Uferwälle bis auf 1460 m Höhe verfolgen können.

1928 wurden oberhalb der Brunnenstube (westlich von Punkt 1324) Grabungen für die Trinkwasserleitung vorgenommen, wobei schon in geringer Tiefe Quarzphyllitstücke zum Vorschein kamen. Diese Findlinge¹⁾ müssen glazial übernommen sein. Sie beweisen, daß hier die Moränen einer Großvergletscherung (Würmeiszeit) abgelagert wurden. In der südlich angrenzenden Roa Blanca konnte ich nichts Entsprechendes finden. Hingegen ist Moränenschutt weiter nördlich (außerhalb des Gebietes), wie schon Ampferer (2, S. 249) festgestellt hat, weit verbreitet. — Im Foscheduratal selbst ist in etwa 1500 m Höhe am südlichen Gehänge unweit des Baches lehmiger Schutt mit schön geschliffenen und gekritzten Dolomitgeschieben und Quarzphyllitstückchen erschlossen. Der zugehörige Wall mit flacher Ufermulde reicht eine kurze Strecke talabwärts. Auf ihm lag ein Stück bituminösen Kalkes mit Bellerophoniten. — Auf ca. 1750 m fand Klebelsberg eine Ufermoräne.

Von jener Stelle, wo der Weg sich auf die südliche Talseite hinüberzieht, kann man längs des Weges an der Bergseite bis auf ungefähr 1900 m Höhe manchmal kleine, dunkle Gesteinsstücke aus den Bellerophon-Schichten sowie Augitporphyr, ? Melaphyr und Brauneisenoolithen finden. Morphologisch tritt Moränenschutt schon ab 1750 m bis auf die Jochhöhe nicht mehr in Erscheinung.

Das Kreuzjoch (2224 m) liegt in einer glazial überformten Landschaft. Das vom Eis ausgeschürfte Becken des Hochalpen-Sees wird allseitig von anstehendem Fels (Schlerndolomit) umgeben. Unweit des Kreuzes lag ein Kalkgeschiebe mit *Bellerophon*querschnitten. In der kurzen Wegstrecke vom Joch zu den Hochalpenhütten sind Stücke von Quarzphyllit und Glimmerschiefern gar nicht selten zu finden, u. zw. in dem kleinen Tal östlich vom Joch, bei Punkt 2180 und bei den Hütten. An letztgenannter Fundstelle trifft man auch grobkörnigen Grödner Sandstein.

Das Gebiet östlich vom Kreuzjoch wird durch den Finsterbach entwässert, welcher südlich der Hochalpe das tiefe, schmale Tal in kleinen Schnellen durchfließt. Hier würde wohl am wenigsten Moränenschutt zu erwarten sein. Wasserantritte am Südnfer des Baches (dort, wo der Serpentinweg dem Bach am nächsten kommt) verraten aber eine andersartige Gesteinsbeschaffenheit. An geeigneten Stellen kann man aus der schlammigen Grundmasse die schönsten geschrammten Geschiebe (Schlerndolomit) anfließen. Genau südlich davon liegt am Oberrand der Felsen ein altes Seebecken, heute nur mehr ein sumpfiges Caricetum, das ganz in Fels eingebettet ist.

¹⁾ Die Fundorte von erratischen Geschieben aus den Zentralalpen sind in der Karte mit roten Ringelchen eingetragen.

Weiter talauswärts konnte ich innerhalb des Arbeitsfeldes keine Moränen mehr beobachten. Bei der Grünwaldalpe liegt wohl ein größeres, aber vermutlich durch Schmelzwässer angeschwemmtes Stück Chloritschiefer. Vom Gletscher, der einst das Tal bedeckte, zeugen die mächtigen Schuttmassen nördlich vom Prager Wildsee (34, S. 306). Reste etwaiger Halte oder Rückzugsstände, wenn solche überhaupt vorhanden waren, sind im Grünwaldtal nicht zu sehen. Das Eis scheint sich demnach ohne nennenswerten Aufenthalt in die innersten Talabschnitte zurückgezogen zu haben. Hier findet sich Moränenschutt östlich der Scharte Cacagnares (Punkt 2313). Ein hübsches Geschnitzstadium mit Seitenmoränen und guterhaltener Stirnmoräne liegt ferner zwischen Punkt 2012 und Punkt 1898 an der Nordseite des Col di Ricegon.

In dem weiten, vom Monte Sella di Vigil (2669 m), Monte Sella di Sennes (2787 m) und Col di Ricegon (2652 m) gegen S geschützten Kar hat sich offenbar längere Zeit ein Gletscher gehalten. Verschiedene Anzeichen sprechen dafür:

Der begrünzte Buckel (Punkt 2336) im rückwärtigen Teil des Kares ist zweifellos glazial gerundet (? Moränenstreuauflagerung). Ein Aufschluß an der Westseite zeigt anstehenden Dachsteindolomit. Nördlich schließt ein altes Seebecken an, in das sich ein Schuttstrom vom Monte Sella ergossen hat. Die Einfassung gegen NW ist Fels, gegen N legt sich Moränenschutt über eine vermutete Felschwelle. Man findet darin ziemlich viel Liaskalk von den Wänden des Monte Sella, einzelne Stücke lassen trotz des kurzen Transportes Schrammen erkennen. Die kalkigen Bestandteile nehmen nach W an Häufigkeit zu und bald gewahrt man einen niedrigen N—S streichenden Wall, wahrscheinlich eine linke Ufermoräne. Es würde demnach sowohl nach N als auch nach NE in das Grünwaldtal Eis abgeflossen sein, besonders der erwähnte Geschnitzgletscher dürfte von hier Eiszufuhr erhalten haben. Ein alter, sumpfiger und teils verorteter Seeboden (in der Karte als Schnitt eingetragen) liegt zwischen Punkt 2401 und Punkt 2334. Er ist nach allen Seiten von Fels eingefast, durch den sich nach NE hin das Wasser einen Ausweg gesucht hat, was eine teilweise Entsümpfung bewirkte.

Manche morphologische Eigenheiten im oberen Krippetal lassen erkennen, daß dieser Gletscher auch gegen W einen Eisstrom gesandt hat.

Der oberste Abschnitt des Krippestales liegt zwar zur Hauptsache in gewachsenem Fels, doch kann man südöstlich von Punkt 2172 einen ebenen Talboden, der ursprünglich wohl ein kleiner See war, feststellen. Über ihn führt der markierte Steig. Die wellige, hügelige Umgebung dieses Bodens ist z. T. bewachsen und gestattet keinen genaueren Einblick. Man könnte, besonders südlich vom Wege, manche Formen als Ufermoränen mit steiler Außenböschung sowie als Uferfurchen und diesen parallel verlaufende Gliederungen der Oberfläche, andere als Mittelmoränen deuten, in allen Fällen handelt es sich nach meinen Beobachtungen um ein vom Gletscher geschaffenes unruhiges Relief im anstehenden Dachsteindolomit.

Westlich von Punkt 2172 tritt die Felssohle eindeutig hervor, ein älteres Tal-system scheint gleichsam in die Luft anzustreichen.

Der mittlere Talabschnitt ist breiter und anscheinend hoch aufgeschüttet. Glaziale Ablagerungen fehlen hier vollständig. Erst unterhalb der vorderen, verfallenen Krippeshütten ist am nordseitigen Hang, etwa von 1700 m abwärts, eine undeutliche Ufermulde erhalten. Sie ist in ihrem oberen Teile mit Anschwemmungsmaterial aufgefüllt. Der Weg verläuft auf dem flachen First. Weil der Stirnabschluß fehlt, liegt die Vermutung nahe, daß der Gletscher noch weiter, vielleicht bis in das Rauhtal, gereicht hat. Knapp unterhalb dieser Ufermoräne schließt sich das Tal unvermittelt zu einer engen, steilen, mit Bergsturzböcken erfüllten Mündungsschlucht. Nahe ihrem Ausgang liegt in 1400 m Höhe steilgeböschter, schlammiger Schutt. Darin wurde nach mehrstündigem Suchen ein zentralalpines Gestein (Glimmerschiefer) gefunden.

2. Sennes—Fosses—Fodara Vedla—Campo Croce—Boitetal.

Das Hochplateau der Sennesalpe ist verhältnismäßig arm an Zeugen einer ehemaligen Vergletscherung. Bei seiner ausgesprochenen

Südexposition dürfte sich hier der Gletscher postglazial nicht lange gehalten haben. Schöne Moränenwälle fehlen.

Ein einigermaßen deutlich hervortretender Wall, die linke Seitenmoräne eines in das Rauhtal abfließenden Gletscherarnes, liegt an der Nordseite des Col di Lasta. Die morphologische Mulde „Planpescü“ zwischen dem Col delle Fozzerres und Col di Lasta ist zweifellos vom Eis herausgearbeitet. In ihrem unteren Teil trägt sie etwas sumpfiges Weideland, aus dem nur ab und zu ein paar gerundete, mit Legföhren bewachsene Felshöcker blicken. Vorne, gegen das Rauhtal zu, wird sie durch eine erhöhte Felsschwelle abgeschlossen.

In der Umgebung des Bildstockes bei Punkt 2246 liegt dünne Moränenstreu, die neben Kalkblöcken auch glazial verfrachtete Trias-Lias-Grenzbildungen enthält. Nördlich der Sennes-Hütten weisen die Liaskalke Gletscherschliffe auf. Typischer Moränenschutt (ungewaschen, lehmig, mit geschliffenen und gekritzten Liasgeschieben) auf glattgescheuerten Kalkplatten ist südlich der Hütten in kleinen Anfschlüssen neben dem Fahrweg entblößt und durch die Kriegsstraße südlich von Punkt 2154 angeschnitten.

In Val della Salata fand sich östlich von Punkt 2246 ein Quarzphyllitblock von 40 cm Durchmesser, der nur glazial, etwa von der Südseite des Pustertales, zugeführt sein kann. Dieser Findling beweist, daß an der Ablagerung der Moränen auf dem Sennesplateau Ferneis beteiligt war. Er dürfte vielleicht das aus dem Pustertal am weitesten gegen S vorgeschobene und bis jetzt bekanntgewordene zentralalpine Erraticum aus fast 2200 m Höhe in den Südtiroler Dolomiten sein.

In Sennes—Fosses kann man verschiedentlich gletschergerundete Liaskalke und Crinoidenkalke im Anstehenden beobachten. Schöne, gegen SE zeigende Schrammen und Kritzer sind an der Kriegsstraße Fodara Vedla—La Stuva erschlossen, und zwar linker Hand knapp vor jener Stelle, wo sie in Serpentina zu fallen beginnt.

Südlich der Sennesalpe ist die Verkarstung der grauen Liaskalke älter als die Gletscherschliffe. Die Karstformen bilden hier keine Schneiden, sondern nur stumpfe Wülste, die z. T. in jüngster Zeit wieder aufgerauht worden sind.

Bei der Quelle auf Fodara Vedla liegt ein großer, gerundeter und geschrammter Kalkblock.

Die drei gut beschatteten Kare südlich der Alpe Fodara Vedla boten den schwindenden Gletschern wesentlich günstigere Grundbedingungen als das weite offene Hoehland von Sennes.

Das westlichste und zugleich größte Kar zwischen Col Vandalsé (2330 m) und Croda de grand Vallon (2612 m) birgt im vorderen Abschnitte begrüntes, höckeriges Gelände. Vom Endmoränenwall sind nur mehr die beiden seitlichen Ansatzstellen erhalten. Am Ausgang des mittleren Kares, genannt Picol Vallon, bant sich ein hoher, stumpfer Moränenwall (Oberrand bei 2180 m) mit steiler Böschung vor. Rückwärts schließen sich noch einige in Kuppen aufgelöste Blockschuttwälle an. Eine mächtige Stirn­moräne mit ungefähr 10 m Rückfälligkeit stammt von einem Gletscher, der in dem kleinen, östlich anschließenden Kar am Fuße der Forcella Camin (2266 m) lag. Das Material dieser Moränen (Dachsteindolomit) und die kurze Transportstrecke machen es verständlich, warum man hier keine gekritzten Geschiebe findet. Die Höhen der Umgebung dürften über die mutmaßliche Schneegrenze zur Daunzeit (2600 m) nicht gereicht haben. Wegen der ausgesprochenen Nordexposition erscheint die Ausnahme eines späten Geschnitzstadiums gerechtfertigt.

Aus dem Hochplateau von Sennes ist auf tektonisch-morphologisch vorgezeichnetem Wege Eis in das Quellgebiet des Boite abgeflossen. Auch aus den gewaltigen Karen der Hohen Gaisl werden steile Hanggletscher in das Tal bei Campo Croce gereicht und sich mit dem Eisstrom von Sennes vereint haben.

Moränenschutt, voll von prächtig geschrammten, polierten und gekritzten Geschieben (Dolomit, Kalk und Grenzbildungen), habe ich zwischen Campo Croce und La

Stuva mehrfach beobachtet, beispielsweise auf dem Neocomrücken oberhalb der Vereinigungsstelle der beiden Bachläufe und etwas weiter östlich an dem von E kommenden Bächlein. Weitere Vorkommen liegen am Fuße des Lavinores (Wasserausstritte in 1520 m Höhe am rechten Ufer) und besonders deutlich am Wege nach Antruilles, gleich westlich der Brücke. Keines läßt jedoch eine Wallform erkennen. Zur Geschnitzzeit dürfte das Gletscherende bei Peitlstein gelegen sein, wo nach Kober (39) gekritzte Geschiebe zu finden sind. Ich selbst habe moränenverdächtigen Schutt in einer Schottergrube unweit der Dolomitenstraße (nördlich der scharfen Kehre) gesehen.

3. Vallon da Mez—Antruilles—Col Becchei-Gebiet.

Vallon da Mez (Valle di Mezzo) ist die Bezeichnung für jenes Felsental, das im N von den beiden „Vallonen“ und der Forcella Camin, im S von der Croda del Becco (2735 m) und Croda d'Antruilles (2324 m) umrahmt wird. Es ist nur gegen E geöffnet und enthält nach niederschlagsreichen Wintern auch noch im Hochsommer kleine Schneeflecke.¹⁾

Sichere Moränenspuren in Form eines welligen Bodens finden sich bereits von 2350 m abwärts. Etwa in der Mitte des Kares erhebt sich zwischen 2280 und 2100 m ein allseitig mit rezentem Schutt umgebener und teilweise mit Legföhren bewachsener Rücken, der zur Hauptsache von anstehendem Dachsteindolomit und Liaskalk gebildet wird. Dieser Rücken ist in einzelne glazial überformte Kuppen aufgelöst. Die vorderste, unterste Kuppe daucht nach rückwärts zu einem grubig-höckerigen Gelände (Moräne) ab. Die Mulde zwischen dieser Kuppe und den von S herabkommenden Schutthalten wird vorne von einer hübschen Daun-Stümmoräne mit stumpfem First abgeschlossen.

Vielleicht liegt weiter talanswärts in zirka 2000 m Höhe — am Oberrand der Steilstufe — unter den Bergsturzböcken ein Rückzugsstadium begraben.

In 1750 m Höhe endet der von Antruilles heraufführende Holzweg an einer kleinen, sumpfigen Bergwiese. Ob hier die Quellen durch Moränenschutt oder durch verborgenes Neocom zum Austreten veranlaßt werden, konnte ich nicht ermitteln. Ähnlich verhält es sich mit den Wasserausstritten bei der Wegabzweigung nordwestlich der Antruilles-Hütte. Wenn schon typisch gekritzte Geschiebe bisher nicht gefunden wurden und wenn auch in der Umgebuug Neocom ansteht, vermute ich hier doch eine dünne Moränendecke. Die große Wiese scheint auf einem Schuttkegel zu liegen. Nur westlich der Hütte begleiten zwei parallele Wällchen (? Moräne) den Weg.

Der unweit des Boite erschlossene Moränenschutt wurde bereits im Abschnitt 2 erwähnt. Vorläufig ergaben sich keinerlei Anhaltspunkte für die Beurteilung, von welchem Gletscher er abgelagert wurde. Die gute Bearbeitung und geringe Korngröße würde für längeren Transport sprechen. Dann käme in erster Linie der vom Sennesplateau abfließende Gletscher in Betracht.

An der Südseite der Croda del Becco (2735 m) verläuft der Steig stellenweise auf dem schmalen First einer hohen, steil abfallenden, mit Gras bewachsenen Wallform. Es ist auscheinend die linke Seitenmoräne eines von W kommenden Gletschers. Ihre Unterlage erweist sich als steilgestellter Liaskalk, der mit Moränenschutt (vorwiegend Dachsteindolomit, aber auch Trias-Jura-Grenzbildungen und Liaskalk) bedeckt ist. Der Wall geht nach SE in ein sanft geneigtes, hügeliges, von zahlreichen Pinggen durchsetztes Moränengelände über.

Nördlich von Punkt 2362 liegt am Fuße der Schutttraißen ein kleiner Firnbaldenwall, der an seiner Außenböschung von Legföhren umsäumt wird. Das Hinterland ist mit Bergsturzböcken aus Liaskalk erfüllt, wodurch die Rückfälligkeit des Walles etwas verwischt wird.

Im S der Croda d'Antruilles verläuft der Steig in etwa 2000 m Höhe zwischen einer verwaschenen Ufermoräne und dem anstehenden Fels. In tieferen Lagen habe ich keine Moräne mehr beobachtet.

¹⁾ Vielleicht deutet die Bezeichnung „Montegeletta“ der österreichischen Karte 1:25.000 auf ein Gletscherchen in späthistorischer Zeit.

4. Limojoch—Großfanes—Fanestal.

Die runden Formen am Limojoch und in der Umgebung von Großfanes lassen sich auf die abhobelnde Tätigkeit des Eises zurückführen. Morphologisch tritt Moränenschutt in dem von mir begangenen Gebiete zwar nicht auf, aber man findet nicht selten glazial verfrachtete Stücke roten Jurakalks, beispielsweise zwischen den Almhütten und Punkt 2046.

An der Aufstauung des Fanessees mit seiner weit gegen W reichenden Aufschüttungssohle war nach meinen Beobachtungen Moräne nicht beteiligt.

Das Fanestal hat größtenteils schluchtartigen Charakter, weshalb Moränen im mittleren Teile nicht zu erwarten sind. Typische Moräne findet sich erst wieder im untersten Talabschnitt an der Vereinigungsstelle mit dem Travenanzeshack. Hier sind zwischen Ponte alto und Pian dell'uovo (Pian de Lo) längs des Weges und besonders im Aushubmaterial der Schützengräben für die österreichischen Stellungen schön geschrammte und gekritzte Geschiebe von Dachsteindolomit und Liaskalk zu finden. Nach Klebelsberg (34, S. 323) sind es die Moränen eines Gschnitzgletschers. Der aus dem Travenanzes-Fanes-Gebiete kommende Gletscher war an der Moränen-aufschüttung bei Peilstein beteiligt.

5. Kleinfanes—Val di Rudo—Rauhtal.

Über die Rückzugsstände in diesem Abschnitte hat bereits Klebelsberg (34, S. 301—304) eingehend berichtet. Es werden deshalb im folgenden nur noch einige Ergänzungen gebracht.

Klebelsberg erwähnte schon (S. 304) einen kleinen Endmoränenwall (Daunstadium) bei Punkt 2273 südöstlich vom Antonijoch. Den Sockel dieses Walles bilden annähernd saigere Liashänke, auf denen eine dünne Moränendecke liegt.

Gleich südlich vom Bach, am Wege zum Limojoch, sind schöne, talauswärts gerichtete Gletscherschliffe und etwas Grundmoräne auf polierten Liaskalken zu sehen.

Der Fahrweg nach Pederü durchschneidet nördlich der vorderen Faneshütten typischen Moränenschutt mit gut bearbeiteten Lias-, Malm- und Kreidegeschieben. Der stumpfe Wall hat rückwärts einen ebenen Wiesenboden abgedämmt.

Aus dem Gehänge südöstlich vom Lac Pischodel ist eine kleine Stirn- moräne bei 2000 m zu erwähnen, die das Ende eines vom Monte Parei herabhängenden Gletscherlappens anzeigt.

Gewaltige Schuttmassen liegen im Val di Rudo, die eine Überhöhung des Talbodens am Lac Pischodel um maximal 60 m bewirken. Die über den tiefsten Einschnitt führende Straße muß noch eine Gegensteigung von 10—15 m überwinden. Der Auffassung Klebelsbergs, daß sich nur Dachsteindolomit und Raibler Material am Aufbau dieser Schuttbildungen beteiligen, kann ich voll zustimmen. Ebenso ist es sehr wahrscheinlich, daß die zu einem Bogen gehäuften westlichen Schuttpartien die Endmoräne eines von der Eisengabel kommenden Gletschers — Gschnitzgletscher nach Klebelsberg — vorstellen. Wenn man Val di Rudo von einem höher gelegenen Standorte, beispielsweise von den Abhängen des Monte Parei überhlickt, kann man auch an den östlich der Straße abgelagerten Schuttmassen eine Bogenform, Mittelstück bei Punkt 1857, erkennen. Es hätten demnach zur Gschnitzzeit die Endmoränen zweier Gletscher Val di Rudo wieder verriegelt. Bezeichnend ist für diese Moränen die reiche Blockführung (Bergsturzmateriale).

Aus dem inneren Rauhtal waren bisher keine Glazialspuren bekannt. Mehrere Funde von zentralalpiner Geschieben beweisen, daß zur Hoch-

eiszeit das Pustertaler Eis auch in das Rauhtal eingedrungen ist. Die Fundstellen lagen an der Straße bei Punkt 1372, Punkt 1436 (Tainers) und außerhalb Pederü. Das südlichste Vorkommen im Rauhtal wurde bei der Brücke, ungefähr 600 m Straße vor dem Unterkunftshaus in Pederü, festgestellt. Einschleppung kommt nicht in Betracht. Das Material der Findlinge ist ein heller Quarzitschiefer und graugrüner Diorit bis Tonalit mit 2—3 mm großen Hornblendeinsprenglingen.

Oberhalb Fodara Masaron (Schäferhütte bei Punkt 1337) traf ich am östlichen Gehänge im St. Vigiler Wald auf 1600 m Höhe, durch einen alten, verfallenden Holzweg erschlossen, kleine Wasserausstritte aus gut bearbeiteter Moräne mit geschrammten und polierten Liaskalkgeschieben.

Im äußeren Rauhtal liegt der prächtige, bereits von Klebelsberg beschriebene Endmoränenwall. Die Aufschlüsse am südlichen Ende, hart am Bache, gewähren guten Einblick in die schlammige Beschaffenheit der Grundmasse und zeigen mitunter gut geschliffene Dolomitgeschiebe. Genauere Betrachtung zeigt, daß der anscheinend einheitliche Wall sich aus zwei Wällen zusammensetzt, wobei der rückwärtige, höhere Hauptwall durch eine flache, aber immerhin ein paar Meter tiefe Mulde von einem zweiten, vorgelagerten und etwas niedrigeren Wall getrennt ist. Der Hauptwall (Bühnstadium) hat den Kreidese e aufgestaut. Am Nordende des vorderen Walles entspringen zahlreiche kleine Quellen vorzüglichen Wassers.

An der Westseite des Rauhtales fand ich einen Quarzphyllitblock unweit der Quelle am Steig zum Riedjoch in 1360 m Höhe.

6. Wengen-Gadertal

Für dieses Gebiet liegen auch glazialgeologische Notizen von Klebelsberg (34, S. 295 und S. 301) vor.

Klebelsberg beschrieb Danmoränen (Wälle und Schuttkuppen) aus dem innersten Wengental, wo sich auch heute noch bis in den Hochsommer Schneeflecke erhalten. Das Material der Kuppen besteht aus Dachsteindolomit, Trias-Jura-Grenzbildungen und Liaskalk.

Bei 1930 m quert ein kleiner Stirnwall das Tal und staut einen ebenen Boden auf. Ferner fand Klebelsberg ein Wallstück zwischen 1780 und 1800 m sowie die Endmoränen eines Gschützgletschers innerhalb Spessa.

Zentralalpine Geschiebe wurden im Wengental bisher auf 1300 m (Häusergruppe Lunz) verfolgt. Meine Fundstellen liegen nur wenig höher. Ein vollkommen gerollter Granitblock von schätzungsweise 1 m Durchmesser war zur Zeit der Auffindung (1929) mitten im Bachbett neben der Brücke östlich von Lunz. Ein anderer, ebenfalls gut gerundeter Granitblock ragt (mit $\frac{1}{2}$ m³) südlich der Säge in Plans (Plangs gesprochen) etwas abseits vom Weg aus dem Boden.

Erratica, u. zw. fast ausschließlich Quarzphyllitstücke, sind im Bereiche des Gadertales nicht selten. Man findet sie nicht nur an Wegen, sondern auch in Wiesen und Wäldern verstreut. Im einzelnen führe ich folgende Fundorte an: Gadertal zwischen Pederöa und Preroniang, östlich von Piccolein, Umgebung von Costamajor, Weg von dort nach Campej, Gegend von Rung, am Fuße des Riedberges usw. Selbst am Riedjoch (1863 m, Übergang nach St. Vigil) habe ich Quarzphyllit gefunden.

Diese erratischen Geschiebe bezeugen, daß zentralalpines Eis ins Gadertal reichte und das Riedjoch überschritten hat. Bemerkenswert ist, daß der Rückzug der Gletscher rasch erfolgt sein muß, denn die erratischen Geschiebe waren niemals im Verbands einer Moräne zu finden. Ich kartierte im ganzen Raume zwischen Piccolein und Wengen überhaupt nur ein einziges Vorkommen von typischem Moränenschutt: am Aufstieg zum Riedjoch ist nämlich in 1780 *m* Höhe durch den Weg ein N—S verlaufendes Wallstück angeschnitten, dessen ungewaschener Schutt prächtig geschliffene und gekritzte Geschiebe von Kalk und Dolomit enthält.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß sich auch in den heute nicht mehr vergletscherten St. Vigiler Dolomiten reichlich Anzeichen fanden, welche die schon früher (34) erwiesene hocheiszeitliche Vergletscherung dieses Gebietes bestätigen. Aus den Zentralalpen kommende Gletscher stießen in die nach N geöffneten Täler (Gadertal, Rauhtal, Grünwaldtal) vor, überflossen das Kammstück zwischen St. Vigil und Wengen und auch die ungleich höheren Olinger Dolomiten und bedeckten schließlich auch noch das Sennesplateau. Neben sonstigen Glazialspuren ließ sich in der Regel Moränenschutt feststellen, morphologisch — zu regelrechten Wällen geformt — tritt er hingegen ziemlich selten auf. Die Abschmelzung dürfte demnach in den süd- und westexponierten Lagen ziemlich rasch erfolgt sein, nur in den stärker beschatteten, von hohen Felsen umgebenen Tälern und Karen konnte sich das Eis länger halten und schöne Endmoränen ablagern. Die gefundenen Moränen lassen sich im großen ganzen dem Gschnitzstadium (Foscheduratal, Grünwaldtal, Krippes, Fodara Vedla, Ponte alto, Kleinfanes, Val di Rudo und Spessa) und dem Daunstadium (oberstes Krippetal, Vallon da Mez und innerstes Wengental) einordnen, der Endmoränenwall am Kreidensee hingegen scheint schon eher dem Bühlstadium zu entsprechen.

B. Gehängebreccie.

Östlich von St. Vigil reicht noch der südlichste Zipfel einer alten Gehängebreccie in das Aufnahmegebiet herein. Da ich nur dieses kleine Vorkommen besucht und genauer kartiert habe, gelten die folgenden Angaben auch nur für den in der Karte dargestellten Teil.

Im Foscheduratal ist diese Breccie auf beiden Talseiten gut erschlossen. Sie bildet hier den Felssporn zwischen dem Hochalmbach und der Roa Blanca, hat aber ihre Hauptverbreitung erst nördlich des Baches.

In einer Gesamtmächtigkeit von mindestens 10 *m* sieht man die ein bis ein paar Meter dicken Bänke je nach der Neigung des Hanges bald mäßig steil talaus fallen, bald annähernd söhlig liegen. Senkrecht zur Bankungsfläche kann man öfters Klüfte heobachten. Als Unterlage kommen — soweit überhaupt erschlossen — Grödner Sandstein und Dolomite der unteren Bellerophon-Schichten hervor. Nach Ogilvie Gordon (50, S. 356) tritt weiter nördlich an der Basis auch noch Quarzphyllit zutage.

Das Material zu dieser Breccie ist ausschließlich den Schichten des Ablagerungsbereiches entnommen.

Daher findet man nur Gesteine, die in der nächsten Umgebung anstehen: Bellerophon-Schichten, Seiser und Campiller Schichten, vorwiegend aber helle Dolomite und dolomitische Kalke aus der anisichen und iadinischen Stufe. Richthofen (58, S. 209) erwähnt auch Einschlüsse von Glimmerschiefern und Kalk, die durch ein rotes Bindemittel verfestigt seien. In der Umgebung des Foscheduratales ist das Bindemittel stets weiß und kalkig. Die Größe der Bestandteile wechselt. Die größten hatten einen Durchmesser von 1 m. Die Form der Einschlüsse ist gewöhnlich eckig, nicht selten sind aber auch gerundete bis gerollte Stücke enthalten. Es sei daran erinnert, daß Richthofen, dessen klassisches Werk die erste Beschreibung dieses Vorkommens enthält, niemals von einer Breccie, sondern immer nur von einem „Conglomerat“ spricht. Die konglomeratische Ausbildung habe ich außerhalb des Arbeitsgebietes (am Unterlauf des Talbaches, u. zw. westlich von Punkt 1295) beobachtet, aber nicht näher untersucht.

Wegen der großen Festigkeit bricht die Breccie in Blöcken, sie wird deshalb auch als Baustein verwendet. Kennzeichnend ist das löcherige Aussehen im Handstücke sowie das Vorhandensein zahlreicher kleiner Höhlen und Nischen, die durch Verwitterung der weicheren Bestandteile und durch Aushrechen großer Einschlüsse entstanden sind.

Die Breccie dürfte die Reste eines großen Murschuttkegels — nach Art der Höttinger Breccie bei Innsbruck — vorstellen, der sich in das St. Vigiler Tal herausgebaut hatte. Die Ähnlichkeit mit der „weißen“ Höttinger Breccie ist, was ihr ganzes Auftreten, Bankung, Farbe, Größe und Form der Einschlüsse betrifft, überraschend.

Die Altersfrage dieser Gehängebreccie ist noch nicht völlig geklärt, doch dürfte sich auch in diesem Punkte eine Übereinstimmung mit den interglazialen Breccien der Nördlichen Kalkalpen ergeben. Richthofen (58, S. 208) nahm miozänes Alter an, bemerkte aber gleichzeitig, daß diese Altersdeutung sehr unwahrscheinlich sei. Mojsisovics stellte sie ins Diluvium. Erst Ampferer (2, S. 249 und 250) und Ogilvie Gordon (50, S. 356), die sich zuletzt mit der Gehängebreccie beschäftigten, fanden sie von den mächtigen Grundmoränen der ? Würmvergletscherung bedeckt und deuteten sie als interglaziale Ablagerung. Zur vollständigen Klärung dieser Frage bedarf es noch einer genauen Kartierung des übrigen Verbreitungsgebietes.

C. Terrassensedimente.

Im Bereiche des kartierten Gebietes kommen Terrassensedimente nur bei Rungadutsch und Preromang am rechten Ufer des Gaderbaches vor. Von den analogen Ablagerungen am linken Ufer bei St. Martin hat bereits O. Reithofer (56, S. 307) eine Beschreibung gegeben.

Es handelt sich um größtenteils wohlgerollte Gesteinsstücke, die durch ein kalkiges Bindemittel konglomeratartig verkitet sind. Die Korngröße schwankt von wenigen Millimetern bis gegen $\frac{1}{2}$ m. Größere Blöcke, etwa bis zu 1 m Durchmesser, sind sehr selten.

An der Zusammensetzung beteiligen sich so ziemlich alle Gesteine der benachbarten Gebiete. Im einzelnen wurden beobachtet: Quarzphyllit, Grödnner Sandstein, Gerölle aus den Werfner (Campiller) Schichten, Tuffsandstein, Aagitplagioklasporphyrit, nicht näher bestimmbare Einschlüsse von grauer bis dunkelgrauer Farbe, hauptsächlich aber helle Dolomitgerölle.

Morphologisch treten die konglomerierten Schotter mehr oder weniger deutlich als Terrasse mit steilen Hängen in Erscheinung.

Die Altersfrage dieser Sedimente ist noch nicht geklärt. Unter- oder Überlagerung durch Moräne konnte nicht beobachtet werden, für interglaziales Alter spricht aber außer dem Vorkommen kristalliner Schiefer (Quarzphyllit) — allerdings nicht zwingend — z. B. ein schön geschrammter und polierter, grauer, dolomitischer Block mit zirka 1 m Durchmesser, im Verbands der Schotter. Eine Bestätigung dieser Ansicht scheint mir der Fund eines Zahnes von *Equus fossilis* aus einer Ablagerung in der Nähe von Piccolein zu bieten, worüber Richthofen (58, S. 107) berichtet. Auch Ampferer (2, S. 248) rechnet diese Terrassenschotter zum „Ablagerungsinventar aus dem Eiszeitalter“.

Alluvium.

A. Talalluvium-Seen.

Alle großen Bachläufe des Gebietes werden von mächtigen Alluvionen begleitet. Man erkennt solche aufgeschüttete Talstrecken an ihrem geringen Gefälle.

Das Gadertal zeigt diese Erscheinung recht deutlich. Während es im Abschnitte von Pederöa bis zur Einmündung des Campillbaches sehr eng ist, stellenweise sogar eine Schlucht bildet, deshalb keine größeren Schuttmassen anhäufen kann, erweitert es sich von Preromang abwärts bis zu den alten Eisenöfen bei Piccolein zu einem breiteren Tal, auf dessen Kies- und Schotterbett der Gaderbach zwischen Erlenauen fließt.

Das beste Beispiel für ein hoch eingeschottertes Tal im Inneren eines Gebirgsstockes bildet das Rauhtal. Auf eine Strecke von 7 km lassen sich die Alluvionen von Pederö bis gegen den Kreidesee hinaus verfolgen. Sie werden beiderseits von großen Schutthalden umsäumt, die sich an manchen Stellen bis in die Talmitte vorgebaut haben, so daß die breiteste Stelle, d. i. außerhalb Pederö, nur mehr etwas über 400 m beträgt. Die Felssohle dürfte mindestens 100 m tiefer liegen. Der Rauhtalbach ist auf weite Strecken hin versiegt, sein beständiger Lauf beginnt erst bei Fodara Masaron (Sorgente Pececi).

Ähnlich verhält es sich auch mit dem Grünwaldtal, doch ist hier das flache Sohlenstück so eingeengt, daß es sich auf der Karte nicht darstellen ließ. Die großen Schuttmassen, welche das Tal zwischen der Grünwaldalpe und dem Pragser Wildsee so flach erscheinen lassen, gehören einem breiten, von S kommenden Schuttkegel an.

Zur Anhäufung kleiner Alluvionen ist es in der Südostecke des Gebietes, an der Vereinigungsstelle von Boite und Fanesbach, gekommen, wo die kleine Alpe Pian dell'uovo liegt.

Um die Seen in der Karte besser hervortreten zu lassen, wurden sie wie das Talalluvium nicht koloriert.

B. Bergsturzmassen.

Bergstürze finden sich fast überall am Fuße von Steilhängen und Wänden. Sie wurden aber nur dort eigens ausgeschieden, wo sie sich durch die Größe ihrer Blöcke — mindestens 1 m³ — vom Gebängeschutt

deutlich abheben oder Abrißstellen erkennen lassen. Sie stammen in erster Linie von den drei Hauptfelsbildnern: Schlierndolomit, Dachsteindolomit und Liaskalk.

Nach der Art ihrer Entstehung kann man im allgemeinen zwei Typen unterscheiden: Bergstürze, die dadurch zustande kommen, daß einzelne Gesteinsblöcke durch Spaltenfrost, Unterwaschung usw. ihre Unterlage verlieren oder im labilen Gleichgewicht schweben und beim nächsten Anlasse polternd in die Tiefe stürzen. Dieser Fall ist besonders gut dort zu beobachten, wo Gesteinsgrenzen durchziehen, beispielsweise an der Trias-Jura-Grenze.

Die zweite Gruppe von Bergstürzen kann man als Schichtflächenbergstürze bezeichnen. Sie sind nach meinen Beobachtungen im begangenen Gebiete mindestens ebenso häufig. Bei geneigter Schichtlage kommen einzelne Platten oder ganze Schichtpakete ins Gleiten, wobei außer Wasser nicht einmal ein besonderes Gleitmittel vorhanden zu sein braucht. Auf diesen Vorgang läßt sich eine Reihe von Bergstürzen zurückführen. Im Rauhthal liegen zwischen Punkt 1293 und Punkt 1337 große Schlierndolomitblöcke, die von der Ostseite (Monte Sadalce, Punkt 1736, und St. Vigiler Wald) stammen und größtenteils baumbewachsen sind. Manche sind schieubar in Reihen angeordnet, weshalb man sie bei flüchtiger Beurteilung für Moränenwälle halten könnte.

Viel Bergsturzmaterial liegt bei Fontanella in der Gemeinde Wengen. Die Abrißstelle ist in der durch ihre Rotfärbung weithin sichtbaren Kreuzspitzflexur gelegen, wo die mürben Werfner Schichten der Unterlage das Ausbrechen der hangenden, hier südfallenden Dolomitbänke (Muschelkalk, Mendeldolomit) begünstigt haben. Einzelne Blöcke scheinen bis zur Säge in Plans (am Wengenbach) gesprungen zu sein.

Ein typischer Schichtflächenbergsturz ist auf den Plattenschüssen an der Südseite des Seekofels abgegangen. Der Weg zur Egerer Hütte führt zwischen den Blöcken hindurch.

Der bedeutendste Bergsturz ist zweifellos jener im Fanestal. Gewaltige Klötze aus Liaskalken sind vom Col Becchei und vom Monte Vallon Bianco herabgestürzt und haben die Aufstauung des Fanesesee bewirkt.

Eine große Ausbruchsnische ist westlich von Punkt 2184 an der Westseite des Monte Cadini zu sehen. Bergsturmassen bedecken ferner die Moränenwälle im Val di Rudo.

Eine hübsche, modellartige Bergsturzlandschaft mit relativ kurzer Sturzbahn liegt auf Wengener Schichten bei der Halterhütte am Paresberg. Die Abrißzone befindet sich in den untersten Dachsteindolomitlagen.

Au der Ost- und Südwestseite des Riedberges haben Bergsturzböcke aus den Buchensteiner Agglomeraten größere Verbreitung.

C. Schuttkegel, Gehängeschutt und Vegetationsbedeckungen.

An der Mündung der meisten Täler und Gräben haben sich Schuttkegel gebildet. Im nordwestlichen Gebietsteil entstanden auf ihnen die Siedlungen. Der größte dieser Schuttkegel, der aus dem Foschedura- und Roa Blanca-Tal kam, hat den Rauhthalbach an die westliche Bergseite gedrängt. Auf ihm liegt das Dorf St. Vigil mit seinen gut bewirtschafteten Äckern und Wiesen. Im Gadertal sind Piccoloin, St. Martin in Thurn und Pederöa auf Schuttkegeln erbaut. Ausgedehnte Schutthalden bedecken das vordere Grünwaldtal und verkleinern allmählich den Pragser Wildsee von S her.

Zur Bildung von Schuttströmen neigen die wasserspeichernden Tuffe der Wengener Schichten, die sich hauptsächlich an zwei Stellen wie ein zäher Brei talabwärts bewegt haben. Die Abrutschstelle des einen Stromes heißt Tiavazza und liegt in den Bergwiesen genau südlich vom Paresberggipfel. Das hier abgessene Material läßt sich bis zu den Moränen innerhalb Spessa verfolgen. Der zweite Schuttstrom

hat sein Verbreitungsgebiet im sumpfigen Wiesenland zwischen dem Riedberg und der Häusergruppe Biej. Auch in den Riedwiesen nordöstlich vom Riedjoch hat eine ähnliche Fließbewegung stattgefunden.

Gehängeschutt sammelt sich, besonders in Form von breiten Schuttfächern, am Fuße der Wände und Steilstufen an und verdeckt oft auf weite Strecken das Anstehende. Besonders schuttreich sind das Grünwald-, Foschedura- und Krippestal, das Rauhtal mit dem Val di Rudo und das innerste Wengental.

Die Vegetationsdecke kommt für die Hochgebirgsregion fast gar nicht in Betracht. In tieferen Lagen, vor allem in der Umgebung von St. Vigil und Wengen, erschweren geschlossene Wälder und üppige Wiesen die geologischen Untersuchungen.

Nutzbare Ablagerungen und Mineralquellen.

So reich dieses Gebiet mit allen erdenklichen Naturschönheiten einer Gebirgslandschaft gesegnet ist, so arm ist es an abbauwürdigen Bodenschätzen.

Nach J. Th. Haller (18) fand man „zwischen Pares und Ritt in der Gemeinde St. Vigil Zinn und silberhältige Stufen“.

„Gute Hornsteine für den Hausbedarf“ sollen in der Sennesalpe gebrochen worden sein.

M. v. Isser (29) berichtet von Alaunschiefern mit Schwefelkiesen in Lagern im dolomitischen Kalk (Fodara Vedla). „Am Fuße der Sennesalpe im Rauhtale bestanden im 16. Jahrhundert nicht unbedeutende Alaunsiedereien, deren Produkte im nahen venetianischen Gebiete Absatz fanden. Ihre bleibende Auflassung datiert vom Jahre 1645.“

Schürfungsversuche auf Kohle in Wengen um das Jahr 1850 verliefen ergebnislos.

Von diesen nur der Vollständigkeit halber erwähnten Vorkommen und von deren Nutzung ist selbst den ältesten Talbewohnern nichts mehr bekannt, auch sind keinerlei Abbauspuren, Halden u. dgl. vorhanden.

Nach dem oben zitierten St. Vigiler Landrichter J. Th. Haller „wurde ein ausgezeichnet schöner, weit und breit verführter Bolus in mehreren Orten, vorzüglich in den Hochalpen Fodara Vedla und Sennes gegraben“. Auch dieses Vorkommen war lange in Vergessenheit geraten, wurde aber vor 2 Jahren nordöstlich vom Col Piera Maura bei Punkt 2103 im Liaskalk in einer Art Strudeloch wieder gefunden. Es handelt sich um eine dunkelrote, im Wasser zerbröckelnde, auf Salzsäure reagierende Erde, die pulverisiert, gewaschen und geknetet als Tierarzneimittel (äußerlich) sehr gesucht, übrigens auch als Anstrichfarbe verwendet wird. Ich traf dieses Verwitterungsprodukt (Terra rossa) auch in der Umgebung jener Fundstelle in Schichtfugen der Liaskalkbänke und nördlich vom Col di Siores, westlich vom Wege, der zur Egerer Hütte führt.

Beim Hofe Pedagà, westlich von St. Vigil, wird der Quarzphyllit für Bauzwecke gebrochen. Weil völlig kalkfrei, wird er für Back- und Stubenöfen bevorzugt. Die ortsübliche Bezeichnung „Bleistein“ verdankt er seinem relativ hohen spezifischen Gewichte im Verein mit Glanz und bleigrauer Farbe.

Der ebenfalls feuerfeste Grödnere Sandstein findet nicht nur Verwendung zur Aufmauerung von Kalköfen, sondern auch zu solideren Hochbauten. So besteht beispielsweise der Turm der St. Barbara-Kirche in Wengen (Punkt 1510) z. T. aus solchen Sandsteinquadern, die vermutlich in harter Fronarbeit von Piccolein heraufgeschafft worden sind. Guter Quarzsand für Bauzwecke wird aus den verwitterten Sandsteinfelsen südlich von Piccolein abgebaut.

Einen Handelsartikel bildete in früheren Zeiten der Gips (aus den unteren Bellerophon-Schichten). Er wurde in größeren Mengen gebrannt und gemahlen zu Stukkaturen und Estrichböden sowie als Kleedünger verwertet.

Zum Kalkbrennen, für Straßenbauten und zur Beschotterung dienen Kalke und Dolomite aus den verschiedensten Formationen.

Die dunklen Lagen des Oberen Muschelkalks im Liegenden der Buchensteiner Schichten zeichnen sich durch hohen, offenbar noch zu wenig bekannten Bitumengehalt aus. Eine wirtschaftliche Ausbeutung läge vielleicht im Bereiche der Möglichkeit.

Für Zementherzeugung käme allenfalls Neocommergel von La Stuva in Betracht, doch bestehen Transportschwierigkeiten.

Der Kreidesee, 3 km taleinwärts von St. Vigil, trocknet bei Niederwasser des Rauh-
talbaches, mit welchem er zeitweilig in Verbindung steht, fast alljährlich im Herbst
auf einige Tage aus. Dieses Ereignis wird von den Ennebergern als willkommene
Gelegenheit zur Gewinnung von Seekreide benützt. In letzter Zeit allerdings nur
mehr für den Lokalbedarf an Grund- und Malerkreide.

Am linken Ufer der Aqua di Campo Croce (Campo Croce—Alpe La Stuva) sind
an einigen Stellen graue, auch braune Sandsteine aus der Kreidzeit dürftig erschlossen.
Die ganz feinkörnigen Varietäten werden in kleinen Mengen gebrochen und als Wetz-
steine zugerichtet in den Handel gebracht. Sie sind gut und billig.

Im Jahre 1915 stand noch eine Steinsäge bei der genannten Alpe La Stuva im
Betriebe zur Verarbeitung der steinbruchmäßig gewonnenen Blöcke aus dem *Am-
monitico rosso*, einem wegen seiner schönen roten Farbe und ausreichenden Polier-
fähigkeit bekannten „Marinor“. Auch diese Betriebsstätte liegt heute verödet und wird
fast nur mehr von Petrefaktensammlern aufgesucht.

Mit dem Sammeln und dem Handel von Versteinerungen befassen sich auch
die Bewohner von Wengen seit vielen Jahrzehnten. Sind auch die klassischen Fund-
stellen schon ziemlich erschöpft, so kommen doch in Bächen und frischen Abrißstellen
zur Zeit der Schneeschmelze und nach Gewitterregen immer wieder Fossilien zum
Vorschein, die von alt und jung aufgelesen und verkauft werden, wobei man die
Angaben über Herkunft nach Möglichkeit der Nachfrage anzupassen trachtet!

Als Mineralwasser hat nur die zum Bade Cortina bei St. Vigil
gehörige Quelle einige Bedeutung.

Sie entspringt wenige Meter ober der Talsohle in den Bellerophon- (nicht Werfner)
Schichten und wird mehrere 100 m weit zum Bad geleitet, u. zw. in offenen Rinne-
n, weil sich hölzerne Brunnenröhren nicht bewährten. Diese wurden nämlich durch Tuff-
ansatz nach kurzer Zeit verstopft, wie ja auch die Böschung unterhalb der Wasser-
austrittstellen mit einem dicken Kalktuffmantel überzogen ist. Weil die offene Zuleitung
nicht nur unhygienisch, sondern auch mit großem Verlust an Kohlensäure verbunden
ist, hat man 1930 mit dem Legen einer Eisenröhrleitung begonnen.

Die Quelle wird zu den erdigen, geringe Mengen Fe führenden Mineralwässern
gerechnet (72).

Hauptbestandteile sind:

Freie Kohlensäure,
Kohlensaurer Kalk,
Kohlensaure Magnesia.

Der Gehalt an Schwefelsaurem Kalk rührt zweifellos von Gipslagen her, welche
das Wasser auf seinem Wege durchfließt. Es ist sehr frisch (zirka 6° R), farb- und
geruchlos und hat keinen unangenehmen Geschmack.

Zwei schwache Schwefelquellen entspringen beim Gasthause
Preromang im Gadertale, eine kleinere derartige Quelle rinnt aus den
konglomerierten Schottern knapp an der Straße nördlich von Runga-
dutsch in der Nähe des Grödner Sandsteins.

Verzeichnis der benützten Literatur.

I. Werke allgemeinen Inhaltes.

1. Ampferer O. Über die Entstehung der Hochgebirgsformen in den Ostalpen. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins. Bd. 46, 1915.
2. — Beiträge zur Glazialgeologie der westlichen Südtiroler Dolomiten. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. 16, 1928.
3. Benecke E. W. Über Trias und Jura in den Südalpen. Geognostisch-Paläontologische Beiträge, Bd. 1, München 1866.
4. — Über einige Muschelkalk-Ablagerungen der Alpen. Geognostisch-Paläontologische Beiträge, Bd. 2, 1868.
5. Bericht über die 7. Generalversammlung des geognostisch-montanistischen Vereins für Tirol und Vorarlberg. Innsbruck 1845.
6. Bittner A. Zur Kenntnis der Bellerophonkalke Südtirols. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1892.
7. Blaas J. Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. Innsbruck 1902.
8. Boehm G. Beiträge zur Kenntnis der Grauen Kalke in Venetien. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, Bd. 36, 1884.
9. Cornelius H. P. und Furlani-Cornelius M. Zur Geologie der Tnffbildungen im Marmolatagebiet (Südtirol). Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie in Stuttgart, 1924.
10. Cornelius H. P. Ein Bohnerzfund auf dem Latemar (Dolomiten). Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1926, Heft 10.
11. Cornelius-Furlani M. Zur Kenntnis der Villnösser Linie. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1924.
— Dal Piaz, siehe Piaz.
12. Diener C. Über den Einfluß der Erosion auf die Struktur der südosttirolischen Dolomitstöcke. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, 1900.
13. Emmrich H. Übersicht über die geognostischen Verhältnisse Südtirols. Zugabe zu A. Schaubach, „Die Deutschen Alpen“, IV. Teil. Jena 1846.
14. Franenfelder A. Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. *Eclogae geologicae Helvetiae*, vol. 14. Lansanne 1916.
15. Furlani M. Studien über die Triaszonen im Hochpustertal, Eisack- und Pensertal in Tirol. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, Bd. 97, 1919.
16. Gasser G. Die Mineralien Tirols usw. Innsbruck 1913.
17. Haas H. Über die Lagerungsverhältnisse der Juraformation im Gebiete von Fanis in Südtirol. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1887.
18. Haller J. Th. Das k. k. Landgericht Enneberg in Tirol. Ein historisch-statistisch-topographischer Abriß. Zeitschrift für Tirol und Vorarlberg, Bd. VI und VII, Innsbruck 1831/32.
19. Haug E. Die geologischen Verhältnisse der Neocomablagerungen der Puezalpe bei Corvara in Südtirol. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 37, 1887.
20. Hoernes R. Aus den Südtiroler Kalkalpen. Einfluß des geologischen Baues auf die Terraingestaltung in der Umgebung von Ampezzo, Buchenstein, Gröden und Enneberg. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, Bd. 6, München 1875.
21. — Aufnahme im oberen Rienzthale (Umgebung von Toblach) und der Gegend von Cortina d'Ampezzo. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1875.
22. — Neocomfundorte in der Gegend von Ampezzo und Enneberg in Südtirol. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1875.
23. Horn M. Vorläufige Mitteilung über den ladinischen Knollenkalkkomplex der Südalpen. Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie in Stuttgart, 1913.
24. — Über die ladinische Knollenkalkstufe der Südalpen. Schlesische Gesellschaft für vaterländische Kultur in Breslau, 1914.
25. Honten L. van. Geologie des Pelmo-Gebietes in den Dolomiten von Cadore. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Bd. 80, 1930.

26. Hubert A. v. Analysen von 24 verschiedenen Kalksteinen aus Südtirol. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 1, 1850.
27. Hummel K. Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse (submarine Gesteinszersetzung). Geologische Rundschau, Bd. 13, Berlin 1922.
28. — Das Problem des Fazieswechsels in der Mitteltrias der Südtiroler Dolomiten. Geologische Rundschau, Bd. 19, Berlin 1928.
29. Isser M. v. Die Montanwerke und Schuribaue Tirols der Vergangenheit und Gegenwart. Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch, Wien 1888.
30. Klebelsberg R. v. Neuere geologische Forschungen, die Südtiroler Dolomiten betreffend. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, Bd. 4, 1911.
31. — Die eiszeitliche Vergletscherung der Alpen unter besonderer Berücksichtigung der Ostalpen. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, Bd. 44, Wien 1913.
32. — Die Hauptoberflächensysteme der Ostalpen. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1922.
33. — Probleme der alpinen Quartärgeologie. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, Bd. 76, 1924.
34. — Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten.
I. Rückzugsstände der Eiszeitgletscher in den Dolomitältern.
II. Die Trias-Jura-Grenze im „Dachsteinkalk“-Gebirge zwischen Gader und Boite. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, Bd. 79, 1927.
35. — Alte Gletscherstände in den Dolomitältern (Südtirol, Venetien). Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. 16, 1928.
36. — Geologischer Führer durch die Südtiroler Dolomiten. Verlag Borntraeger, Berlin 1928.
37. Klipstein A. v. Beiträge zur geologischen Kenntnis der östlichen Alpen. Gießen 1843.
38. — Beiträge zur geologischen und topographischen Kenntnis der östlichen Alpen. Gießen 1871—83.
39. Kober L. Das Dachsteinkalkgebirge zwischen Gader, Rienz und Boita. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien. Bd. 1, 1908.
40. — Der Bau der Erde. Berlin 1921.
41. — Das Werden der Alpen. Eine erdgeschichtliche Einführung. Karlsruhe 1927.
42. Kronecker W. Zur Grenzbestimmung zwischen Trias und Lias in den Südalpen. Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Stuttgart 1910.
43. Lenchs K. Beiträge zur kalkalpinen Lithogenese. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilage-Bd. 59, Abt. B, Stuttgart 1928.
44. Loretz H. Geognostische Beobachtungen in der alpinen Trias der Gegend von Niederdorf, Sexten und Cortina in Süd-Tirol. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Stuttgart 1873.
45. — Das Tirol-Venetianische Grenzgebiet der Gegend von Ampezzo. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, Bd. 26, 1874.
46. Mader J. Die Bäder und Heilquellen im Hochtsch. Verlag Vogelweider, Bozen 1929.
47. Mojsisovics E. v. Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879.
48. Nöth L. Geologie des mittleren Cordevogebietes zwischen Vallazza und Cencenighe (Dolomiten). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Bd. 79, 1929.
49. Ogilvie Gordon M. The Thrust-Masses in the Western District of the Dolomites. Transact. Edinburgh Geol. Soc., Vol. 9, 1910.
50. 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.
51. — Geologisches Wanderbuch der Westlichen Dolomiten. Verlag Freytag und Berndt, Wien 1928.
52. — Geologie des Gebietes von Pieve (Buchenstein), St. Cassian und Cortina d'Ampezzo. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Bd. 79, 1929.
53. Penck A. Das Land Berchtesgaden. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, Bd. 16, 1885.
54. — und Brückner E. Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. 3: Die Eiszeiten in den Südalpen und im Bereich der Ostabdachung der Alpen. Leipzig 1909.

55. Piaz dal. Geologia dell'Antelao. Bollettino del R. Comitato Geologico d'Italia, Bd. 42 (1911), 1912.
56. Reithofer O. Geologie der Puezgruppe (Südtiroler Dolomiten). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Bd. 78, 1928.
57. — Geologie der Sellagruppe (Südtiroler Dolomiten). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Bd. 78, 1928.
58. Richthofen F. v. Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, Sauc Cassian und der Seisser Alpe in Süd-Tyrol. Gotha 1860.
59. Rosenbusch H. Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart 1901.
60. — Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien. Stuttgart 1905.
61. Sander B. Erläuterungen zur geologischen Karte Meran—Brixen. Schlern-Schriften, Heft 16, Innsbruck 1929.
62. Schwinner R. Zur Tektonik der Ampezzaner Dolomiten. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, Bd. 8, 1915.
63. Srbik R. v. Bergbau in Tirol und Vorarlberg in Vergangenheit und Gegenwart. Berichte des Naturwissenschaftlich-medizinischen Vereines Innsbruck, Bd. 41, 1929.
64. Staub R. Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, Lieferung 52, Bern 1924.
65. Tornquist A. Das vicentinische Triasgebirge. Stuttgart 1901.
66. — Die „Buchensteiner Schichten“. Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie in Stuttgart, 1916.
67. Trautwein S. Zur Geologie der Geisslergruppe im Villnös. Calw 1920.
68. Tschurtschenthaler L. Geognostische Notizen über St. Kassian, und die südtirolische Triasformation. Programm des Gymnasiums zu Brixen, 1853.
69. Weller O. Zur Geologie der Langkofelgruppe in Südtirol. Calw 1920.
70. Wissmann H. L. Beiträge zur Geognosie und Petrefacten-Kunde des südöstlichen Tirols. Münsters Beiträge zur Petrefacten-Kunde. Bayreuth 1841.
71. Wolff F. v. Beiträge zur Petrographie und Geologie des „Bozener Quarzporphyrs“. Neues Jahrbuch für Mineralogie nsw. Beilage-Bd. 27, Stuttgart 1909.
72. Zehenter J. Die Mineralquellen Tirols mit vorzüglicher Berücksichtigung ihrer chemischen Zusammensetzung auf Grund der vorhandenen Daten. Zeitschrift des Ferdinandeums, 37. Heft, Innsbruck 1893.

2. Für die paläontologische Bearbeitung benutzte Werke.

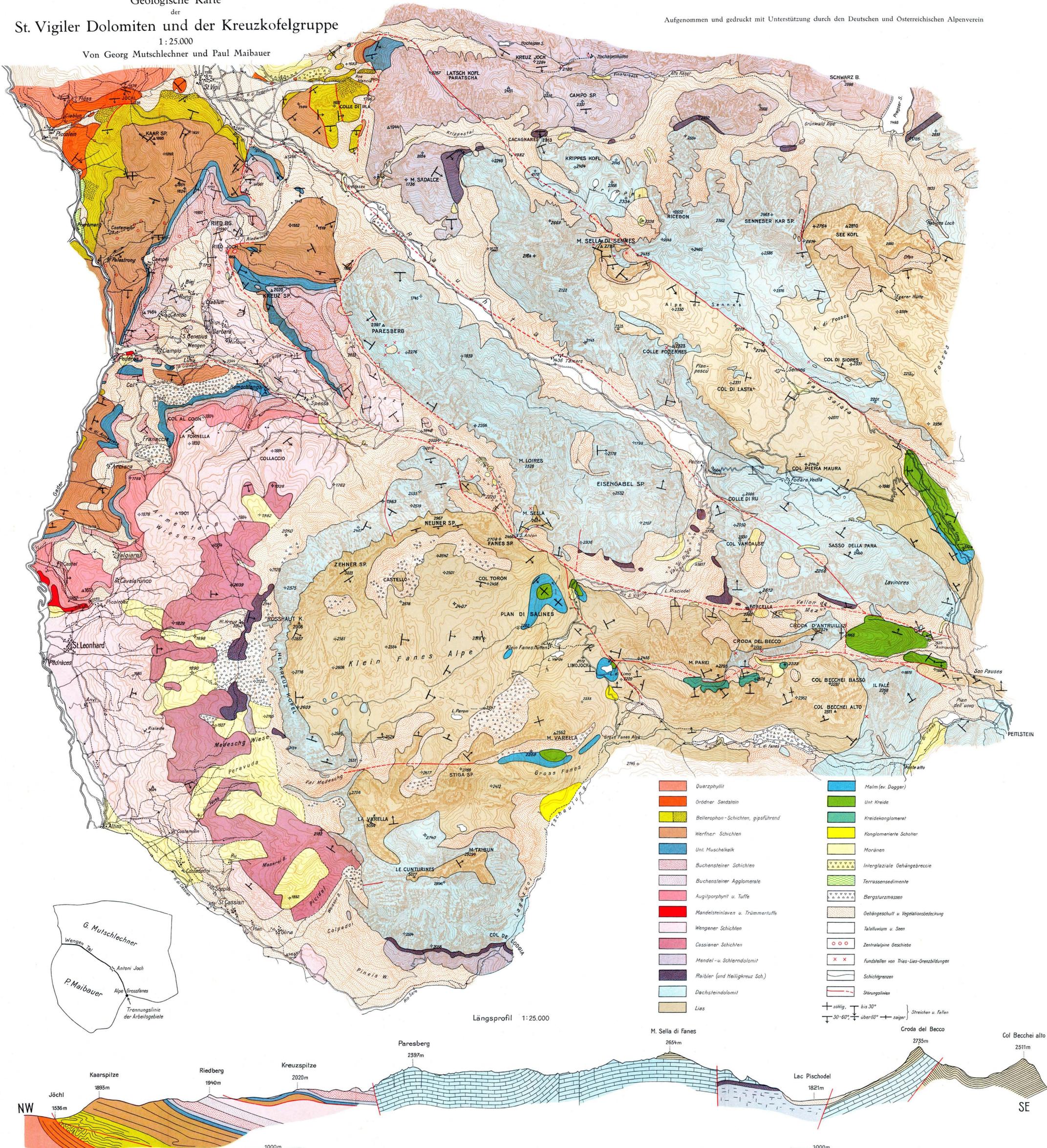
73. Bender G. Die Homomyen und Pleuromyen des Muschelkalkes der Heidelberger Gegend. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, Bd. 73 (1921), 1922.
74. Bittner A. Brachiopoden der alpinen Trias. Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 14, 1890.
75. — Zur Kenntnis der Bellerophonkalk Südtirols. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1892.
76. — Lamellibrauchiati der alpinen Trias. Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 18, 1895.
77. — Über Pseudomonotis Telleri und verwandte Arten der nteren Trias. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 50 (1900), 1901.
78. — Lamellibrauchiati aus der Trias des Bakonjer-Waldes. Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatousee, Bd. 1, 1. Teil, Budapest 1901.
79. Böse E. Die mittelliasische Brachiopodenfauna der östlichen Nordalpen. Paläontographica, Bd. 44. Stuttgart 1897.
80. — und Schlosser M. Über die mittelliasische Brachiopodenfauna von Südtirol. Paläontographica, Bd. 46, Stuttgart 1900.
81. Geyer G. Über die liasischen Brachiopoden des Hierlitz bei Hallstatt. Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 15, 1889.
82. Haas H. Beiträge zur Kenntnis der liasischen Brachiopodenfauna von Südtirol und Venetien. Kiel 1884.
83. Hang E. Beitrag zur Kenntnis der oberneocomen Ammonitenfauna der Puezalpe bei Corvara (Südtirol). Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients, Bd. 7, Wien 1889.

84. Hoernes R. Vorlage von Petrefakten des Bellerophonkalkes aus Südost-Tirol. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1876.
85. — Petrefacte des obersten Jura (Tithon- und Acanthicus-Schichten) vom Monte Lavarelle bei St. Cassian in Süd-Tirol. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1876.
86. Kilian W. *Lethaea geognostica*, Unterkreide. Stuttgart 1907.
87. Kittl E. Die Cephalopoden der oberen Werfener. Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 20, 1903.
88. Mojsisovics E. v. Über die triadischen Pelecypoden — Gattungen *Daonella* und *Halobia*. Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 7, 1874.
89. — Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. Wie oben. Bd. 10, 1882.
90. Neumayr M. Die Fauna der Schichten mit *Aspidoceras acanthicum*. Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 5, 1873.
91. Ogilvie Gordon M. Das Grödener-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. III. Teil (Paläontologie). Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Bd. 24, 1927.
92. Oppel A. Über die Brachiopoden des unteren Lias. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, Bd. 13, 1861.
93. d'Orbigny A. *Paléontologie française. Terrains crétacés*. Paris 1840—1847.
94. Peters K. Aptychen der österreichischen Neocomien- und oberen Juraschichten. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 5, 1854.
95. Philipp H. Paläontologisch-geologische Untersuchungen aus dem Gebiet von Predazzo. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, Bd. 56, 1904.
96. Rothpletz A. Geologisch-paläontologische Monographie der Vilsener Alpen. *Paläontographica*, Bd. 33, Stuttgart 1886.
97. Rößbenstrunk E. Beitrag zur Kenntnis der deutschen Trias-Myophorien. Mitteilungen der Badener Geologischen Landesanstalt, Bd. 6, Heidelberg 1909.
98. Stache G. Beiträge zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols. 2. Pelecypoden und Brachiopoden. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 28, 1878.
99. Stoliczka F. Über die Gastropoden und Acephalen der Hierlatz-Schichten. Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, Bd. 43, 1861.
100. Tausch L. v. Zur Kenntnis der Fauna der „grauen Kalke“ der Südalpen. Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 15, 1890.
101. Till A. Die fossilen Cephalopodengebisse. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 57, 1907.
102. Tornquist A. Neue Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Umgegend von Recoaro und Schio (im Vicentin). Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, Bd. 50, 1898.
103. Uhlig V. Über die liasische Brachiopodenfauna von Sospriolo bei Belluno. Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, Bd. 80, (1879) 1880.
104. — Über neocomie Fossilien vom Gardenzazza in Südtirol usw. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 37, 1887.
105. Wittenburg P. v. Beiträge zu Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols. Geologische und Paläontologische Abhandlungen. Neue Folge, Bd. 8, Jena 1908.
106. — Neue Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Werfener Schichten Südtirols, mit besonderer Berücksichtigung der Schichten von Wladiwostok. Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Stuttgart 1908.
107. — Einige neue Fossilien aus den Werfener Schichten Südtirols. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Stuttgart 1908, I.
108. Zittel K. A. Handbuch der Paläontologie, Bd. II und III, München 1887 bis 1890.
109. — Grundzüge der Paläontologie (Paläozoologie), 1. Invertebrata. München und Berlin 1924.

Geologische Karte der St. Vigiler Dolomiten und der Kreuzkofelgruppe

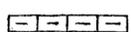
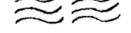
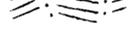
1:25.000
Von Georg Mutschlechner und Paul Maibauer

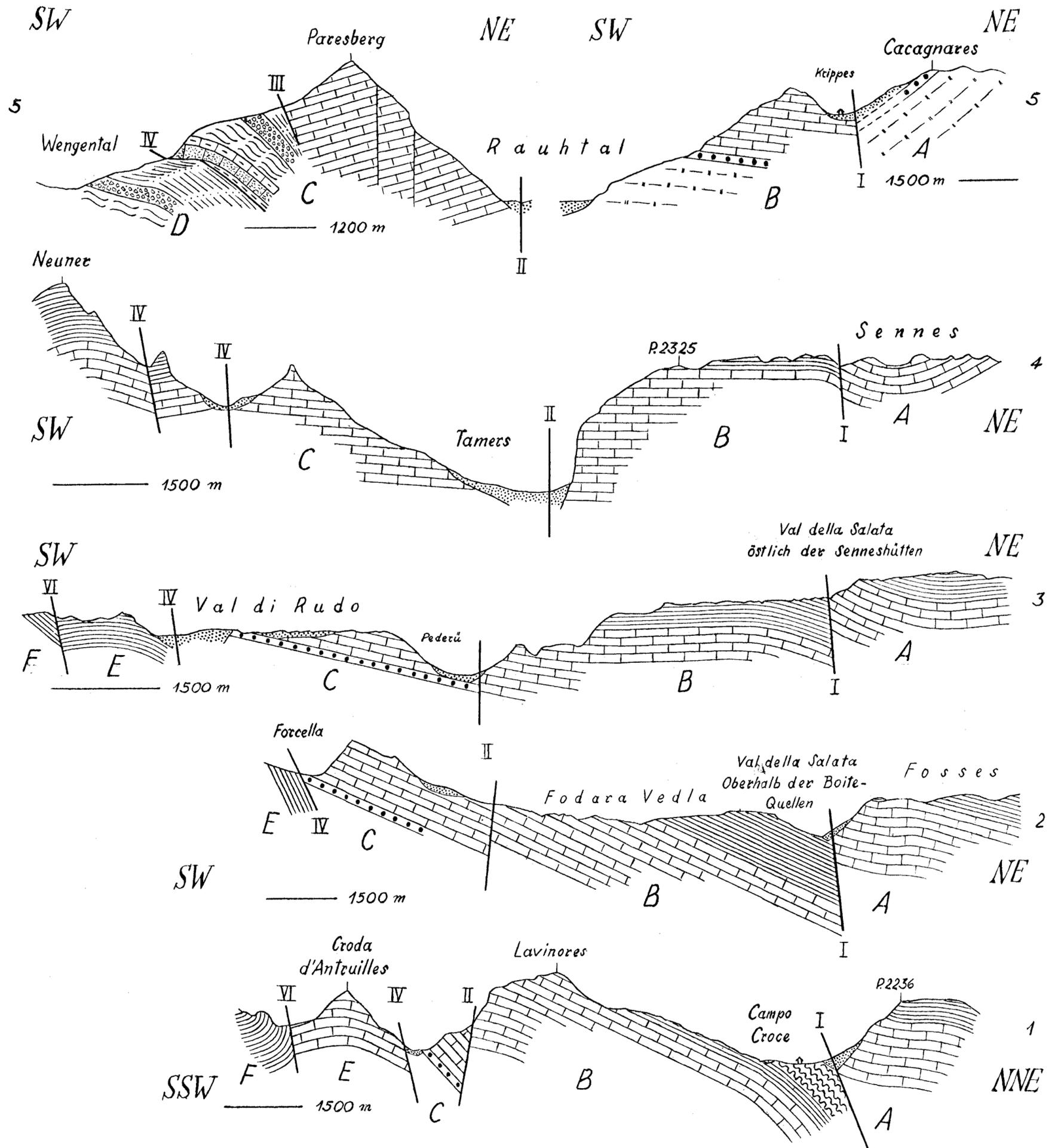
Aufgenommen und gedruckt mit Unterstützung durch den Deutschen und Österreichischen Alpenverein



Profile

zur
geologischen Karte der
St. Vigiler Dolomiten
1 : 25.000.

-  Werfner Schichten
-  Muschelkalk
-  Mendeldolomit
-  Buchensteiner Schichten
-  Agglomerate und Tuffe
-  Wengener Schichten
-  Schlerndolomit
-  Raibler Schichten
-  Dachsteindolomit
-  Lias
-  Malm und Kreide
-  Schutt
- I - VI Störungsflächen
- A - F Tektonische Einheiten.



Neue Untersuchungen über das Gebiet von Köfels im Ötztal.

Von **Otto Reithofer.**

(Mit 1 Tabelle und 42 Textfiguren.)

Vorwort.

Bei seiner Auseinandersetzung mit den Arbeiten von A. Penck, H. Reck, W. Kranz und N. Lichtenecker im Jahre 1930 hielt es Herr Hofrat Dr. W. Hammer für sehr wünschenswert, wenn eine genaue Einmessung der Klüfte im ganzen Maurachbereich und der näheren Umgebung durchgeführt würde, nachdem Professor J. Stiny schon auf dem Naturforschertag in Innsbruck 1924 zur Lösung des Problems eine solche Kluftmessung empfohlen hatte. Dieser Wunsch war für mich die Veranlassung für den Beginn der vorliegenden Arbeit, nachdem Professor B. Sander schon seit mehreren Jahren auf die Notwendigkeit derartiger Untersuchungen hingewiesen hatte. Hofrat W. Hammer (16¹), S. 91) vermutete, daß eine Regelung des Kluftnetzes vorhanden sein dürfte, die Schlüsse auf die verursachende Bewegung ermöglichen würde.

Durch Kluftmessungen sollte der exakte Nachweis erbracht werden, ob die Anschauungen W. Hammers, A. Pencks oder N. Lichteneckers zutreffend sind.

Den Herren Hofräten O. Ampferer, G. Geyer und W. Hammer und Professor B. Sander bin ich für ihre rege Anteilnahme an meiner Arbeit und für manchen Rat zu Dank verpflichtet.

Die Akademie der Wissenschaften in Wien ermöglichte durch zwei Subventionen die Durchführung der Arbeiten und ich nehme gern die Gelegenheit wahr, ihr auch an dieser Stelle meinen Dank abzustatten.

Die Kluftmessungen wurden im Maurach, am Tauferer Berg, ober Wiesle, bei Niedertbei, am Stuibenthal und an den Osthängen zwischen Wenderkopf und Wurzburg durchgeführt. Zu Vergleichszwecken wurden noch im Granodioritgneis bei der Brücke unter der Auplatte, weit von allen übrigen Stellen entfernt, Klüfte gemessen. Für diese Arbeit wurden im Jahre 1930 fast drei Wochen verwendet (zu Pfingsten und in der zweiten Hälfte Oktober) und im Jahre 1931 fünf Wochen, und zwar die Zeit vom 23. Mai bis 12. Juni und vom 7. bis 20. Oktober. Außer den Kluftmessungen wurden auch glazialgeologische und morpbologische Untersuchungen angestellt. Neben einer ziemlich dichten Begehung des eigentlichen Arbeitsgebietes wurden Exkursionen auf den Narrenkogel und zur Gubener Hütte, auf den Hämmerackkogel, den Wenderkogel und

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

ins Fundustal durchgeführt. Auch das Ötztal selbst wurde auf der ganzen Strecke zwischen Station Ötztal und den Orten Gurgl und Vent begangen. Dabei wurde ein Abstecher nach Gries im Sulztal und einer auf den Dürrberg im Sautenser Forchet gemacht. Über diese Arbeiten wurde in zwei vorläufigen Mitteilungen (35, 36) kurz berichtet.

Historischer Überblick.

Da bei den früheren Arbeiten die Angaben über die ältere Literatur nirgends vollständig sind und teilweise auch falsche Zitate enthalten, habe ich neuerlich einen historischen Überblick zusammengestellt, wobei es natürlich unvermeidlich war, vieles zu wiederholen.

Im Jahre 1895 schreibt A. Trientl (45, S. 6), daß er im Jahre 1859, als er Kooperator in Umhausen war, die erste Kunde von Bimssteinen erhielt, welche damals beim Holzschlagen bei Köfels wieder gefunden wurden, obschon man um ihr Vorhandensein schon länger wußte.

Trientl nahm zur Erklärung des Vorkommens ein „furchtbares Erdbeben“ auf der linken Seite der Ötztaler Ache an, wodurch Klüfte entstanden und feuerflüssige Massen empordrangen. Seine Ansicht wird durch den Umstand unterstützt, daß auf der linken Seite des Ötztales „schauerliche“ Bergstürze vorhanden sind. Diese haben nach dem Rückzuge der Eiszeit stattgefunden.

A. Pichler schreibt im Jahre 1863 (30, S. 591—594, und 31, S. 77), daß im Museum zu Innsbruck seit ungefähr zehn Jahren¹⁾ fußgroße Blöcke eines schlackigen, porösen, leichten, grauschwarzen Gesteins aus dem Ötztale liegen. Kurat A. Trientl sandte diese Stücke und fragte, was es sei. Man erklärte das Gestein für Schlacke. Als die Stücke A. Pichler in die Hände fielen, ging er der Sache nach und suchte den Fundort auf. An den Gneisriegel (Maurach) lehnen sich vor- und rückwärts ungeheure alte Moränen. Sie überschütteten ihn fast ganz und ziehen unter dem Namen Maurach quer ostwestlich von den Abhängen der Terrasse von Köfels zum Abhange des Tauferer Berges, der sich breit in das Tal vorschiebt und auf seiner terrassenförmigen Höhe wieder ungeheure alte Moränen trägt. Der Südrand der Terrasse von Köfels ist von einer riesigen Moräne eingefast, deren Blöcke bis zu den Feldern von Köfels reichen. A. Pichler stellte auf einer Ansicht die verschiedenen Fundorte von Bimssteinen dar, nach der aber heute deren wahre Lage unmöglich ermittelt werden kann. Pichler schreibt dann weiter von einem Vorsprung (nördlich von Köfels), der ganz mit großen Steinblöcken bedeckt ist. Zwischen denselben senkte sich eine breite Spalte in OW-Richtung. A. Trientl hat sie noch gesehen und ist etwa 16 Fuß tief hinabgestiegen. Hier auf dem Vorsprung und aus dem Loche holte man die Bimssteine. Die Spalte wurde dann von den Bauern zugeschüttet, weil hier öfters Vieh verunglückte. Dahinter erhebt sich wenige Fuß hoch ein Absatz aus Gneis. Diesem entlang liegen viele Stücke von Bimsstein. A. Pichler ließ hier an einer Stelle nachgraben. Es fand sich obiges

¹⁾ Hier ergibt sich eine größere Unstimmigkeit zwischen den Zeitangaben von A. Trientl und A. Pichler, deren Ursache aus der vorbandenen Literatur nicht entnommen werden kann.

vulkanisches Material in Rinden und Krusten über den Abhang des Gneises geflossen. An der Auflagerungsfläche des Bimssteins auf den Gneis waren die beiden Gesteine „zusammengelötet“. Der Gneis war unverändert, er war allerdings mit keiner großen Masse des Schmelzflusses in Berührung gekommen.

A. Pichler, der die erste geologische Untersuchung und Beschreibung des Bimssteins durchgeführt hat, nimmt an, daß sein Ausbruch nach der „großen Eiszeit“ erfolgt sei, sonst hätte der Gletscher, welcher die Rundhöcker schliff, jede Spur der zerbrechlichen Lava vernichtet.

Die von A. Pichler noch im selben Jahre an die k. k. Geologische Reichsanstalt geschickten Probesendungen wurden in der Annahme, daß es sich um Kunstprodukte handle, nicht weiter beachtet.

Über den Talriegel des Maurach berichtet als erster Escher von der Linth (9, S. 539), daß der Wall aus einer durch und durch zertrümmerten in scharfkantige Bruchstücke und zu feinem Staub zermalzten Gneismasse bestehe. Wahrscheinlich ist dieser Wall durch Einsturz benachbarter Bergmassen entstanden. Unterhalb der Trümmernmassen kommen indessen auch große Massen eines Gneises vor, der bis einen Zoll große Albitzwillinge enthält.

J. Trinker erklärt die Stufenbildung im Ötztal (46, S. 8) auf folgende Weise. Die Talsohle verengt und erhebt sich in der Regel dort, wo die widerstandsfähigere „Kernfelsmasse“ auf die leichter zerstörbaren Schichten des Glimmerschiefers folgt, und Gneis bildet gleichsam die Schwelle zu der nächst höheren Terrasse.

M. Stotter (43, S. 4) kommt zur Ansicht, daß das Ötztal in vorhistorischer Zeit aus einer Reihe von Seen bestanden habe, welche stufenartig höher und höher übereinandergelegen waren, geht aber auf die Entstehung der Seebecken nicht näher ein.

In dem von A. Pichler herausgegebenen Nachlasse M. Stotters (29, S. 42) lesen wir, daß die enge und lange Schlucht von Maurach das „Bassin“ von Umhausen mit jenem von Längenfeld verbindet und den Gneiszug durchkreuzt, dessen Gestein hier sehr verwittert und aufgelöst ist. Von der Höhe des Tauferer Berges betrachtet, erscheint die Talsperre als eine breite und bogenförmige Reihe abgerundeter waldiger Hügel, die große Ähnlichkeit mit Rundhöckern haben.

K. Sonklar (42, S. 32) bezeichnet die Schlucht von Maurach als eine stark ansteigende, von steilen Felswänden eingeschlossene Talspalte. Das Becken von Längenfeld entstand dadurch, daß die erste Zerspaltung des Gebirges an dieser Stelle einen tiefen Schlund öffnete, den die Gewässer so lange ausfüllten, bis sie sich durch die untere Talfurche einen Abflußweg öffneten.

Die erste geologische Karte, in der die vulkanischen Bildungen bei Köfels eingetragen sind, ist die im Jahre 1864 erschienene Karte der „Ötztalermasse“ von A. Pichler (32).

In den Jahren 1873/74 wurde die geologische Spezialkarte, Blatt Ötztal, von G. Stache aufgenommen. Auf dieser Karte und der dazugehörigen Originalaufnahmssektion (Sektion Nr. 3, westliche Kolonne Nr. III) 1 : 28.800 ist der zwischen P. 1236 und der Ötztaler Ache liegende Teil des Riegels mit gelber Farbe dargestellt. Der beiliegenden

Farbenerklärung ist aber nicht zu entnehmen, ob dieser als **Moräne** oder als **Schutt** gedeutet wurde. Die geologische Landesaufnahme nimmt keine Kenntnis von den Bimssteinfunden.

A. Supan (44, S. 348) nimmt an, daß die Talriegel mit Ausnahme des zwischen Tumpen und Habichen gelegenen in verhältnismäßig festen, die dazwischen befindlichen Becken aber in verhältnißmäßig weichen Gesteinspartien liegen.

F. Löwl (24, S. 142) gibt an, daß das Becken von Längenfeld an seinem Ausgange durch einen mächtigen Schuttwall abgesperrt sei, in welchem Pichler eine Stirnmoräne des Öztaler Gletschers erkannte. Die Stufe fällt demnach mit der äußeren Böschung der Moräne zusammen. Bemerkenswert ist, daß der Bach gegen das untere Ende der Stufe zu nicht allein die Moräne durchsägte, sondern auch schon in den Felsgrund, die ursprüngliche Talsohle einschneit.

Im Jahre 1891 führt J. Blaas (5, S. 124) an, daß die stufenförmige Talbildung durch alluviale Aufschüttung an jenen Stellen, die zwischen den Blockanhäufungen liegen, zustande gekommen ist. Es ist nicht zu übersehen, daß weitaus der größere Teil der Enge bei Köfels aus festem Fels besteht. Ganz sichere Glazialprodukte konnte Blaas übrigens nicht finden. Um so merkwürdiger ist seine Angabe (6, S. 437) von mächtigen Moränen und Blockmassen am Tauferer Berg. S. 438 schreibt Blaas weiter, daß die Enge des Maurach teils von anstehendem Granitgneis, teils von mächtigen Schuttmassen (Moränen?) gebildet wird. J. Blaas nimmt irrtümlicherweise eine Vermischung von Blockmassen und Moränen an.

Im Jahre 1903 hat O. Ampferer (2, S. 73—87) den großen Bergsturz am Eingang ins Ötztal untersucht. Im Jahre 1908 wurden von O. Ampferer bei der Stollenprognose für einen Wasserkrafttunnel durch die Stufe von Köfels die Bimssteine neuerlich aufgefunden und für sie ein postglaziales Alter angenommen. Es erfolgte damals die erste mikroskopische Untersuchung der Proben durch W. Hammer und B. Sander. Der magmatische Charakter des Gesteins wurde bestätigt. Die Ergebnisse dieser Arbeiten sind aber unveröffentlicht.

In dem großen Werke „Die Alpen im Eiszeitalter“ von A. Penck und E. Brückner finden sich drei für unser Gebiet besonders bemerkenswerte Stellen: „Die Geländeformen des linken Talgehänges (25, S. 296) machen unseres Erachtens nach einen großen Bergsturz wahrscheinlich. Zwischen Wenderkogel und Wurzburg erstreckt sich hier eine große Ausbruchsnische von der Ausdehnung des Maurachwalles. Etwa 1·5 km³ Gestein dürften in die Tiefe gerutscht sein und sich wallartig im Ötztale gerade vor die Mündung des Hailachtales gelegt haben, so daß dessen Bach zur Seite gedrängt worden ist.“

„Die beiden durch das Maurach (25, S. 302, 303), wie es scheint, nachträglich getrennten Becken von Längenfeld und Umhausen knüpfen sich an die Mündungen des Sulz- und Hailachtales.“

„Eine zweite, diesem Stadium (Gschnitz, 25, S. 349) zugehörige Endmoräne haben wir bei Umhausen verzeichnet, wo sich Moränen an den Bergsturz des Maurach lehnen. Die zugehörigen Endmoränen (Daunstadium) dürften im Becken von Sölden zu suchen sein.“

Das Maurach wird als Bergsturz erklärt, ohne daß auf sein Alter näher eingegangen wird.

O. Ampferer¹⁾ erhielt im Jahre 1915 von der Akademie der Wissenschaften in Wien die Zusage einer Subvention zur Aufschließung des Bimssteinganges bei Köfels. Durch den Krieg wurde aber die Ausführung dieses Planes verhindert.

Im Jahre 1922 hat W. Hammer (11, S. 10—12) gelegentlich der Neuaufnahme des Blattes Ötztal das Gebiet um Umhausen kartiert. Das früher teils bezweifelte, teils in Vergessenheit geratene Bimssteinvorkommen wurde von W. Hammer neuerlich aufgefunden. Auch G. Geyer besichtigte damals diese Fundstelle. Die Pichlersche Erklärung des Vorkommens (30) konnte bestätigt werden. Durch eine Unterstützung der Akademie der Wissenschaften konnte um Anfang August 1923 eine weitgehende Bloßlegung des Bimssteinganges im Anstehenden erfolgen. W. Hammer berichtete im Jahre 1924 ausführlich über die Ergebnisse dieser Arbeiten (12, S. 329—342 und 13, S. 238 bis 243).

W. Hammer (12, S. 332) gibt an, daß der Kern des Talriegels zweifellos aus anstehendem Fels besteht und daß darüber ein Bergsturz (12, S. 333) vom Kamm Wenderkopf—Wurzberg niedergebrochen ist, der den ganzen Talriegel bis zum Ausgang des Niedertheier Tales überschüttet hat, dessen Bach zu einem See aufgestaut wurde, der später verlandet ist. Die Maurachschlucht ist erst nach Ablagerung des Bergsturzes eingetieft worden. Die Granitgneismasse des Talriegels (12, S. 336) ist nach der eiszeitlichen Abschleifung stark zerrüttet worden. Das Zusammentreffen des Zerrüttungsbereiches (12, S. 341, 342) mit dem Vorkommen von Bimsstein läßt auf einen genetischen Zusammenhang beider Vorgänge schließen. Bei dem Empordringen des gasreichen Magmas wurde das Talriegelgebiet emporgestoßen und nach erfolgter Eruption sank es wieder etwas in sich zusammen. An einer der Spalten erreichte das Magma die Oberfläche, ohne daß es zu einem Ergusse kam. Durch die Erschütterung wurde der Bergsturz ausgelöst. Da die Zerrüttung der Felsen nach deren Rundung durch das Eis erfolgte, muß die Eruption und ebenso der Bergsturz postglazial (oder höchstens interstadial) sein.

Durch W. Hammer erfolgte die erste genaue Kartierung des Gebietes, die Aufschließung des Bimssteinganges und die Erklärung als Hebungs- und Zerrüttungsgebiet mit aufgelagertem Bergsturz.

Anläßlich des Naturforschertages in Innsbruck im September 1924 führte W. Hammer eine Exkursion nach Köfels, an der auch A. Penck teilnahm. Am Naturforschertag vertrat dann A. Penck eine von den Anschauungen W. Hammers abweichende Deutung (26, S. 1006) und führte diese später weiter aus (27, S. 218—225). Die der letzteren Arbeit beigefügte Kartenskizze stellt die Aufnahmeergebnisse von W. Hammer dar.

A. Penck nahm an (27, S. 222), daß in den Berg (Wenderkogel—Wurzberg) eine Nische hineingesprengt worden ist, wobei das Material

1) Anzeiger der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Jahrgang 52, 1915, Nr. 4, S. 29.

auf die andere Talseite nicht nur hinübergeschleudert, sondern auch in zusammenhängenden Partien hinübergeschoben worden ist. In der Nische (27, S. 223) haben wir einen halben Eruptionstrichter vor uns, der bei der Eruption des Bimssteins entstanden ist. Das Maurach ist das dazugehörige Trümmerfeld. In der Nähe von Köfels liegt eine maarähnliche Bildung vor. Aber das Maar ist in ein steiles Talgehänge eingesprengt worden. In der Nische liegt die eine Wandung des Maares vor. Auf der Ostseite ist sie gänzlich abgesprengt worden und bildet den Trümmerhaufen des Maurach. Der hier befindliche zerrüttete Fels ist nicht anstehend, sondern hat in der Explosion gleichfalls eine Ortsveränderung erfahren. In der Einseitigkeit liegt der Unterschied zwischen dem Sprengtrichter und den Maaren der Eifel.

Das Gebiet wird als Explosionslandschaft mit Maartichter und Sprengtrümmerfeld erklärt. Bezüglich des postglazialen Alters der vulkanischen Bildungen stimmt A. Penck (27, S. 236, 237) mit W. Hammer überein. Mit der Köfelser Katastrophe wird der Tschirgantbergsturz und der am Fernpaß zeitlich gleichgestellt.

H. Reck führt in einem Referat über die vorhin besprochene Arbeit von A. Penck aus (34, S. 145—147), daß Ries wie Köfels schwächste Äußerungen vulkanischer Durchbrüche auf der Oberfläche verkörpern; im Werden unter der Last des Daches erstickte Vulkane, Produkte einer äußersten Kraftanstrengung empordrängenden Schmelzflusses, die jedoch nicht zur vollen Befreiung genügte, sondern höchstens unbedeutende Nachläufer auf Schwachepunkten bis zum Tage vordringen ließ. Die Projektion des Kraftaufstieges ist die Dachzerrüttung, die Projektion der folgenden Erschöpfung aber die Kalderabildung. Der Vulkan von Köfels erscheint Reck in seiner jetzigen Gestalt als Einbruchskaldera. Eine geschlossene lakkolithische Bergauftreibung als ihre Vorgängerin zu postulieren ist hier ebensowenig notwendig als im Ries.

Im Jahre 1926 bringt B. Rinaldini (37, S. 294—296) eine Kluft bei Piburg mit dem postglazialen Vulkan von Köfels in Beziehung. Im darauffolgenden Jahre referierte B. Rinaldini (38, S. 5—15) über die bisher erschienene, Köfels betreffende Literatur, ohne selbst irgendwie dazu Stellung zu nehmen.

A. Burchard (8, S. 166) hält den Fels an den Brücken im Maurach für anstehend, nämlich für den Rest eines Riegels mit immerhin starkem Erosionswiderstand. Weiter hält er im Gebiet des jungen Köfelser Vulkanismus Vertikalverstellungen für nicht ausgeschlossen. Über der jungen Durchbruchsschlucht des Maurach selbst (8, S. 177) breitet sich eine Weite im Hochtalsystem, die bis über den oberen Teil des Umhausener Beckens hinübergreift. Diese Weite dehnt sich auch dort aus, wo sie nicht unmittelbar aus einer Aussprengung des Köfelser Vulkanismus erklärt werden könnte. A. Burchard, der die vulkanische Ursache der groblockigen Zusammensetzung des Maurach (8, S. 212) anerkennt, nimmt an, daß sie keinen nachhaltigen Einfluß auf die Entstehung des aufwärts liegenden Beckens von Längenfeld ausgeübt habe.

W. Kranz (21, S. 293—296) hält für sehr wahrscheinlich, daß eine zentrale, gewaltige vulkanische Explosion unter dem (jetzt größtenteils verschütteten) etwas älteren breiten Tal erfolgt sei, etwa unter der Gegend

Kitzwald und Hoher Büchl. Diese Explosion braucht aber nicht „bei der Eruption des Bimssteins“ entstanden sein, der bis jetzt nur in kleinen Vorkommen und meist abseits vom Mittelpunkt des ganzen Vulkanes nachgewiesen wurde. Da vielmehr dieser Bimsstein die Trümmernmassen, welche die gewaltige Detonation zutage gefördert haben muß, seinerseits durchhrochen zu haben scheint, dürfte er jünger als die Entstehung des Trümmerfeldes sein. Für einen Einbruch nach Massenabfluß von Magma im Sinne von Reck liegt hier nicht das geringste Anzeichen vor. Der Bimssteingang spielt fast keine Rolle mehr. Eine Reihe von Beobachtungen wurde nicht berücksichtigt.

Im Jahre 1929 erfuhr das Köfelser Problem die erste geographisch-morphologische Detailuntersuchung durch N. Lichtenecker (22, S. 228 bis 254). Durch folgende Überlegung ermittelte er das Alter des Bergsturzes: Westlich unter dem Scharfl liegen die Daunnoränen (22, S. 240) des Fundustales. Der zugehörige Gschnitzgletscher wäre zweifellos schon seitlich über das Köfelser Scharfl übergequollen. Das Blockwerk des Scharfels zeigt aber, daß über dieses selbst kein Gletscher mehr hinweggegangen ist. Die Köfelser Katastrophe ist also mindestens postgschnitz. Das Maurach ist ein terrassierter Riegel (22, S. 241, 242, 245, 253). Er stellt eine Härteschwelle dar. Die Schlucht des Maurach (22, S. 244) bestand schon vor der Katastrophe, und zwar mit etwas größerer Tallichte als heute.

Das Alter des Bimssteins (22, S. 250) kann immerhin an die Wende vom Oligozän zum Miozän zu stellen sein. Der Bimsstein kann, muß aber nicht jünger sein. Denn seit dieser Zeit haben wir in den Ostalpen nur mehr vertikale Bewegungen. Der Bimssteingang wurde durch Abtragungsvorgänge aufgeschlossen.

Die Zertrümmerung des Maurachgneises (22, S. 251, 254) und seine Blockbedeckung gehen auf einen Bergsturz zurück, der mit dem Auftreten des Bimssteines nichts zu tun hat.

Im Jahre 1929 ist dann auch noch die ausgezeichnete geologische Spezialkarte Blatt Ötztal von W. Hammer mit Erläuterungen (15, S. 43 bis 45, 47, 48) erschienen. Das ganze Köfelser Gebiet fällt hier sofort durch seine Eigenart heraus.

Im darauffolgenden Jahre nahm W. Hammer (16, S. 85—93) zu den Arbeiten von A. Penck, H. Reck, W. Kranz und N. Lichtenecker Stellung, worauf N. Lichtenecker wieder erwiderte (23, S. 173—179). Die Deutung als Hebungsgebiet wird von W. Hammer aufrecht erhalten.

Im Sommer 1931 suchte auch W. Kranz das Köfelser Gebiet auf.

Der Bimssteingang und seine Umgebung.

Für das Köfelser Problem ist jene mächtige Augengneismasse südlich von Umhausen, die auf der linken Seite des Fundustales beginnt, den linken Talhang des Ötztals zwischen Wurzburg und Wenderkogel aufbaut, das Maurach und das Wolfseck bildet und bei Niederthei und unter der Unteren Hämmerach Alm unter die Schiefergneise untertaucht, von besonderer Wichtigkeit. Eigenartig ist es nun, daß gerade dieser Augengneis, eines der festesten und widerstandsfähigsten Gesteine der Ötztaler Masse, wie auch N. Lichtenecker (22, S. 231) erwähnt,

besonders in den mittleren Partien seines Vorkommens ganz zertrümmert ist, während die Randpartien und die ihn umgebenden viel weniger widerstandsfähigen Schiefergneise (eine Ausnahme ist nur an den Hängen westlich ober Pürsting zu beobachten, siehe oben) von der Zerrüttung größtenteils verschont geblieben sind.

Auf die geologische Bedeutung des Bimssteinvorkommens bei Köfels im Ötztal hat W. Hammer (13, S. 238, 239) hingewiesen. Der Bimssteingang stellt die einzige junge Eruptivbildung dar, die bis heute im Innern der Alpen nachgewiesen werden konnte. In einer Übersichtsskizze hat W. Hammer (13, S. 238, Fig. 1) seine Lage im nördlichen Teil der Ötztaler Masse veranschaulicht.

Über den geologischen Bau des Gebietes hat W. Hammer (die Erläuterungen (15) enthalten ein ausführliches Verzeichnis aller geologischen Arbeiten) ausführlich berichtet, und seit dem Jahre 1929 liegt auch die vom gleichen Autor aufgenommene ausgezeichnete geologische Spezialkarte Blatt Ötztal vor.

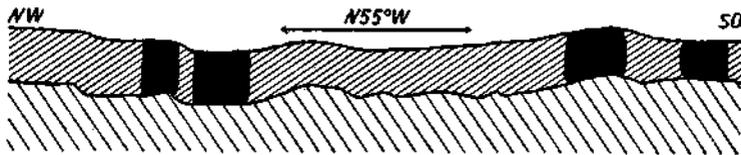


Fig. 1. Der aufgeschlossene, jetzt überdachte Teil des Bimssteinganges (zirka 2,5 m lang). Weite Schraffen (zeigen den Verlauf der N-S-Richtung an) = anstehender Augengneis; enge Schraffen = Bimssteingang; schwarz = entnommene orientierte Bimssteinstücke. Grundriß.

Der Bimssteingang streicht $N 55^{\circ} W$ corr. und steht ungefähr saiger, hat also entgegen den Angaben von Penck (27, S. 220) einen fast NW—SO gerichteten Verlauf. Die Spalte ist auf höchstens 12 m erkennbar. Der Bimssteingang ist heute auf etwa 2,5 m aufgeschlossen (Fig. 1) und die noch vorhandenen Partien des Ganges haben eine Mächtigkeit von 20 bis 30 cm. Zwischen dem Bimssteingang und dem südlich davon anstehenden Augengneis liegt heute überall Verwitterungsmaterial. Es ist jetzt keine Stelle mehr aufgeschlossen, wo der Bimsstein mit dem Augengneis verlötet ist. Der Bimsstein ist so zerklüftet, daß sich nur etwas über kopfgroße Stücke gewinnen lassen. Die Klufflächen und auch die Oberflächen des Bimssteins haben meist eine ziemlich intensiv gelbbraune Farbe. Mit gleicher Farbe wittern auch die im Schutt herumliegenden losen Bimssteinstücke an. Nördlich des Bimssteinganges ist der angrenzende Augengneis bei den Aufschließungsarbeiten ziemlich tief bis unter die Oberfläche südlich des Ganges entfernt worden. Im Herbst 1931 reichte der Gang nur mehr ein paar Dezimeter über den mit Schutt und Bimssteinbrocken bedeckten Boden auf der Nordseite des Ganges.

Die südlichsten Partien des Ganges (an der Grenze gegen den Augengneis) sind teilweise nur ganz wenig verfestigt. Von einer solchen Stelle wurde ein Stück mit der Hand ganz leicht zerbröseln und dann das Material ins Wasser gelegt (Aufbellung!) und mit einer Binokularlupe

betrachtet. Es fanden sich darin einige größere, bis 4 cm große eckige Augengneisstücke, von denen eines an einigen Stellen etwas kantengerundet war. An Einschlüssen, die nicht selten sind, wie N. Lichten-ecker (22, S. 233) angibt, sondern das ganze Gestein geradezu erfüllen, kommen nur solche von Augengneisen vor, die fast alle etwas mylonitisch sind. In allen größeren und kleineren Bimssteinbröckchen findet sich reichlich Gneisdetritus (hauptsächlich Quarz und Feldspat) von mehreren Millimetern Größe bis mikroskopisch klein. Selbst in Bimssteinstücken von nur wenigen Millimetern Größe finden sich reichlich solche allerfeinste Augengneisbestandteile.

In der unmittelbaren Nähe des Bimssteinganges ist die Bedeckung der Oberfläche des anstehenden Augengneises durch Bergsturzmateriale nur ganz gering, ebenso bei Spalte 2 (Fig. 2). Sie nimmt aber unterhalb (nach O) und oberhalb (nach W) des Ganges ziemlich zu. Deshalb sind auch in der Umgebung des Ganges nur wenig offene Klüfte zu finden. A. Penck

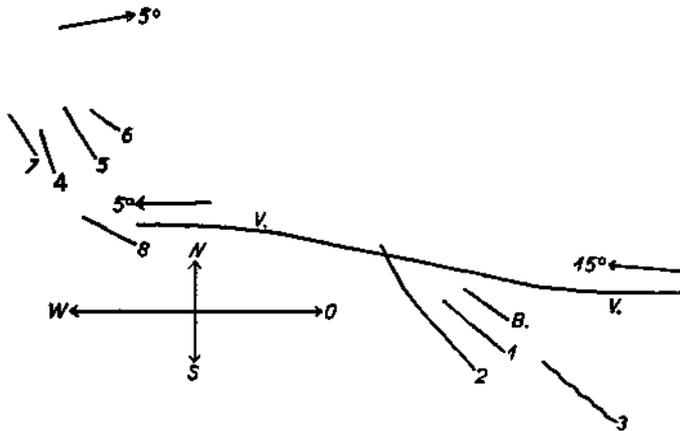


Fig. 2. Die offenen Klüfte in der Umgebung des Bimssteinganges. B = Bimssteingang; V = Verwerfung; 1—8 = offene Klüfte.

(27, S. 220) erwähnt nur eine. Fig. 2 veranschaulicht die ungefähre Lage der einzelnen Spalten zueinander, ohne ihre Länge genauer anzugeben.

Spalte 1 = zirka 35 m lang, $\frac{1}{2}$ m breit und 6 m tief, unten mit Schutt und Abfällen angefüllt, Verlauf leicht gebogen.

Spalte 2 = zirka 1 m breit, biegt stärker ab, im südöstlichen Teil wellig verbogen, bis 8 m tief.

Spalte 3 = zirka 40 m lang, Verlauf z. T. zickzackartig, bis $\frac{3}{4}$ m breit, z. T. mit Schutt angefüllt.

Spalte 4 = etwa 7 m lang, zirka $\frac{1}{2}$ m breit, schlecht aufgeschlossen.

Spalte 5 = zirka 14 m lang und bis 1·3 m breit, nach N an steiler, abschüssiger Wand ausgehend, fast ganz zugeschüttet, die Westwand ist z. T. ganz glatt.

Spalte 6 = zirka 6 m lang, bis $1\frac{1}{2}$ m breit, ganz zugeschüttet, schlecht aufgeschlossen.

Spalte 7 = zirka $\frac{3}{4}$ m breit, ganz zugeschüttet.

Spalte 8 = zirka 7 m lang, bis $\frac{3}{4}$ m breit, teilweise zugeschüttet.

Obige Beschreibung läßt deutlich erkennen, wie schlecht die Spalten aufgeschlossen sind und wie wenig an ihnen zu erkennen ist. Alle diese Spalten stehen ungefähr saiger. Teilweise sind die Spalten auch stark zugewachsen. Die Wände der Spalten sind hier fast immer keine ebenen Flächen, sondern vielfach ganz unregelmäßig, wellig, teilweise mit eckigen Vorsprüngen und Einbuchtungen. Bei allen diesen Spalten zeigt sich durch das Korrespondieren von Einbuchtungen und Erhabenheiten an den einander gegenüberliegenden Wandflächen, daß sie durch ein Auseinanderrücken der Kluftwände entstanden sind. Vertikale Verschiebungen sind hier nicht nachweisbar.

Trotz sorgfältiger Begehung der engeren und weiteren Umgebung des Bimssteinganges konnten wegen der Blockbedeckung keine weiteren offenen Klüfte mehr gefunden werden.

Nördlich des Bimssteinganges geht eine Verwerfung durch, die sich von etwa 1380 *m* im O bis auf etwa 1500 *m* im W verfolgen läßt und zwischen 80 und 90° N fällt. Der nördlich dieser Störung liegende Teil ist, soweit man aus der Lage der Oberflächen schließen kann, um Beträge zwischen 1 und 7 *m* abgesunken. In 1380 *m* an der Verwerfung wurden 9 Kluftflächen gemessen, deren Lage ungefähr senkrecht auf die der Streckachse des Augengneises gerichtet ist.

Bei einer derart geringen Zahl von offenen und geschlossenen Klüften können natürlich keine weiteren Schlüsse gezogen werden. Die Durchstoßpunkte der Normalen-Darstellung der Klüfte wurden auf eine Oleate eingetragen und mit dem Sammeldiagramm aus allen Klüften des gestörten Bereiches verglichen. Dabei hat sich gezeigt, daß sowohl die Durchstoßpunkte der offenen Klüfte als auch die der geschlossenen teils in Maxima, teils in prozentuell höher besetzte Teile des Sammeldiagramms zu liegen kommen und daß kein einziger von ihnen in einen unterbesetzten Teil des Diagramms fällt. Von Interesse ist auch, daß der Durchstoßpunkt des Bimssteinganges selbst in die Nähe des Randes des prozentuell am stärksten besetzten Maximums zu liegen kommt.

Etwa 50 *m* oberhalb des Bimssteinganges, wo ein schmaler Weg die Verwerfung (Fig. 2) kreuzt, wurde bei den Aufschließungsarbeiten ein Loch gegraben. Sowohl in demselben als auch im herausgeworfenen Schutt finden sich deutliche Bimssteinstücke.

Nahe bei Spalte 2 (Fig. 2) ist an zwei Stellen die Oberfläche des anstehenden Augengneises derart eben, daß es sich hier nur um eine Rutschfläche handeln kann und um keinen Gletscherschliff.

Die Eintragung der alten Bimssteinfunde (22, S. 234) in die Karte durch A. Penck und N. Lichtenecker ist deshalb ziemlich bedeutungslos, weil sie nur nach einer für diesen Zweck viel zu ungenauen Ansicht A. Pichlers (30) gemacht werden konnte.

Der Bimssteingang (22, S. 249) liegt zwar ziemlich nahe am Rande des zerrütteten Bereiches, aber noch innerhalb desselben und nicht an der unversehrten Schluchtkante.

Die eine Annahme von N. Lichtenecker (22, S. 250), wo er bei den alten Funden von losen Bimssteinen, weit entfernt vom Gang, mit der Möglichkeit einer Verschleppung durch den Menschen rechnet, ist sehr unwahrscheinlich. Viel mehr den Tatsachen entsprechend ist seine

zweite Annahme, daß die einzelnen Bimssteinstücke aus anderen Gängen herrühren. Dafür spricht auch das Vorkommen von hellgrauem und langfaserigem Bimsstein, wie er beim Köfeler Gang nicht auftritt (Stücke im Ferdinandeum zu Innsbruck). Über diese schreibt A. Pichler (30, S. 594): Auf mehreren anderen Punkten der Terrasse sind weißliche Bimssteine, gröber oder feiner, zerstreut. Man trifft darunter auch langfaserige Stücke.

Daß kaum jemand ohne die Bimssteinfunde (22, S. 250) an magmatische Erscheinungen gedacht hätte, ist sicher nicht richtig, weil die Erklärung dieses ungewöhnlich großen und noch dazu zerrütteten Talriegels allein schon darauf hingewiesen hätte.

Ein der Eruption folgender Bergsturz kann wohl die ausgeworfenen Bomben verdecken, wenn es überhaupt zu einem Auswurf derselben gekommen ist, was bei Köfels wohl sehr unwahrscheinlich ist. Immerhin kann aber die Ausbruchsstelle vom Bergsturze auch frei bleiben.

Das Auftreten von Harnischflächen in der Umgebung des Bimssteinganges läßt die Möglichkeit zu, daß der Bimssteingang von Köfels eventuell durch Ahtragungsvorgänge (durch den vielleicht etwas später erfolgten Bergsturz) aufgeschlossen wurde.

Daß das Alter der Lava (22, S. 250) an die Wende vom Obigozän zum Miozän zu stellen sein kann, ist ganz unwahrscheinlich. Ein ziemlich sicherer Beweis dafür, daß der Bimsstein gleichalterig mit der Köfeler Katastrophe ist, ist der, daß er ganz von feinem bis allerfeinstem Augengneismaterial erfüllt ist, das sicher erst bei der Zerrüttung des Riegels entstanden ist. Eine zweimalige Zerrüttung und teilweise grobkataklastische Zertrümmerung des Augengneises und eine zweimalige Bildung offener Klüfte (in einer solchen ist der Bimsstein emporgedrungen) ist wenig wahrscheinlich. Diese müßte aber bei einem tertiären Alter des Bimssteins unbedingt angenommen werden. Die Fluidalstrukturen des Bimssteinganges (ich werde auf diese später noch ausführlich zu sprechen kommen) weisen auf eine Zusammenpressung des Bimssteinganges hin zu einer Zeit als der Bimsstein noch flüssig war, wahrscheinlich zur Zeit der Zerrüttung selbst.

W. Hammer (12, S. 340, 341) hat sehr gewichtige und überzeugende Gründe gegen eine Deutung des Bimssteins als Kunstprodukt angegeben, nachdem schon A. Pichler (30, S. 591) auf die Unmöglichkeit hingewiesen hat, den Bimsstein als künstliche Schlacke aufzufassen.

Die ganz unebene Oberfläche der Südwestwand des Augengneises macht es unwahrscheinlich, daß die Spalte einer älteren Verwerfungskluft (13, S. 241) entspricht. Ganz gleiche unebene Oberflächen haben die Wände der in der Nähe liegenden, durch Zerreißen entstandenen Klüfte.

Die Wand unter den Hämmerach Almen und der größte Teil der Ostflanke des Wenderkogels bestehen wohl aus stark zerklüftetem Gestein (22, S. 250), sind aber keinesfalls zerrüttet. Der Lavaaustritt ist eben ganz an der Peripherie der magmatischen Hebung erfolgt. Gerade die größtenteils scharfe Begrenzung der Zerrüttung spricht für letztere. Daß der Gneis zu beiden Seiten des Bimssteinganges weniger zertrümmert ist als sonst im Riegelbereich spricht keinesfalls gegen die Ansicht W. Hammers, sondern gerade dafür, da die Zerrüttung nach der Tiefe zunimmt.

Östlich unter P. 1736, oberhalb des Naderberges, findet sich ein riesiger Harnisch (Fig. 3), dessen leicht konvex gewölbte Oberfläche ganz glatt, stellenweise fast poliert ist. Sie streicht am Nordrande $N 10^{\circ} W$ corr. und fällt $37^{\circ} O$, am Südrande $N 3^{\circ} W$ corr. und $36^{\circ} O$ und an ihrem Ostende $N 14^{\circ} W$ corr. und $45^{\circ} O$. Es handelt sich hier schon um ganz festen unzerrütteten Augengneis. Ein ebenfalls sehr großer Harnisch findet sich unter P. 1551. Ganz kolossale Harnischflächen finden sich an der Ostwand des Wenderkogels. Das zwischen dem Grat und den Punkten 1551 und 1736 befindliche Wandstück ist ein einziger glatter Harnisch. Eine zwischen dem ganz großen Harnisch und der östlich darunter liegenden größeren Rutschfläche auftretende senkrechte Felsstufe läßt deutlich erkennen, wie das Schichtpaket des Augengneises leicht verbogen ist. Im oberen westlichen und im unteren östlichen Teil ist ein mehr OW verlaufendes Streichen mit mittelsteilem Einfallen nach N vorhanden, während es im mittleren Teil mehr gegen SO abschwengt und das Einfallen mehr gegen NO zu erfolgt.

Die Eintragung der Rutschflächen in die für diese Zwecke viel zu ungenauen Originalaufnahmssektionen mußte mehr schematisch durchgeführt werden. Auch zwischen Scharfl und Wenderkogel sind an den Ostabhängen an verschiedenen Stellen kleinere Rutschflächen zu beobachten.

Kluftmessungen.

Das Einmessen der Klüfte erfolgte in der Weise, daß auf möglichst beschränktem Raume alle erreichbaren Klüfte ohne irgendwelche Auswahl oder Bevorzugung gemessen wurden, wie dies in gleicher Weise D. Korn (20, S. 186) und R. Wager (48, S. 2) gemacht haben. Gleichzeitig wurden die Kluftflächen mit Signalrot markiert, um ein öfteres Messen gleicher Klüfte zu vermeiden. Auf die Darstellung aller an einer Stelle gemessenen Klüfte mit den meist üblichen Kluftrosen wurde wegen der großen Mängel dieser Methode verzichtet und die von B. Sander angeregte und von L. Rüger (39, S. 1—16) beschriebene Darstellung der Klüfte mit Hilfe der flächentreuen Azimutalprojektion nach W. Schmidt verwendet. Bei dieser werden die Darstellungen einer unteren Halbkugel, von innen gesehen, flächentreu auf die Azimutalebene projiziert.

Die Diagramme wurden alle durch einprozentige Auszählung der Normalen-Darstellung der Klüfte gewonnen. Die Diagramme 4, 6—11 stammen aus dem zerrütteten Bereich (Fig. 3), die Diagramme 12—20 aus dem ungestörten Gebiet. Die Diagramme 21—23 stellen Sammeldiagramme dar. Bei Diagramm 4 wurden 220 Klüfte eingemessen, bei allen übrigen Diagrammen (mit Ausnahme der Sammeldiagramme 21—23) sind 200 Klüfte eingetragen.

Die Klüfte weisen, abgesehen von ganz selten erhaltenen Harnischmylonitbildungen, mitunter allerfeinste Kalzitbeläge ohne Bevorzugung irgendeiner Kluftichtung auf.

Diagramm, Fig. 4. Das Diagramm stellt 220 fast durchwegs offene Klüfte im zerrütteten Augengneis südlich und südwestlich vom Wolfseck dar. Die gestrichelte Linie in Fig. 3 zeigt die ungefähre Umgrenzung des

Gebietes an, in dem die Messungen durchgeführt wurden. Bei den ganzen Kluftrmessungen am Wolfseck ist zu berücksichtigen, daß es sich hier meist nicht um auskeilende Spalten handelt, sondern um einzelne Schollen, die getrennt voneinander liegen und häufig etwas aus ihrer ursprünglichen Lage herausgedreht wurden. Besonders ungünstig wirkt sich das beim Einmessen der Schieferung und der Streckachsen des Augengneises aus. Deshalb können hier aus der Lage der Streckachsen zu den Klüften keine weitreichenden Schlüsse gezogen werden. Auf die vorhin erwähnten Erscheinungen sind wohl auch die hier auftretenden starken Abweichungen im Streichen und Fallen zurückzuführen.

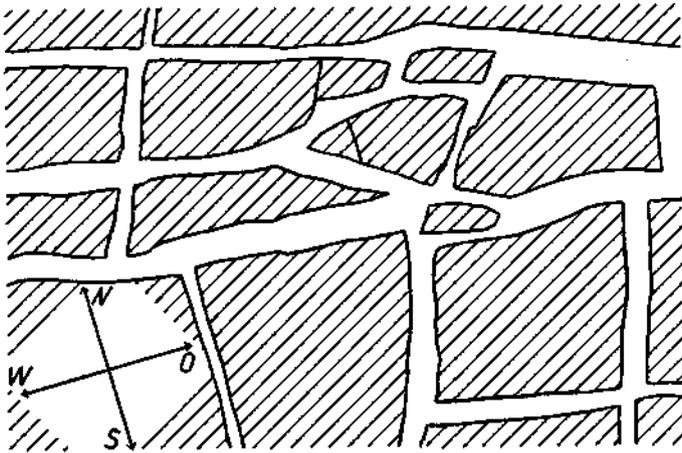


Fig. 5. Ansicht eines kleinen Teiles von einem zertrümmerten eisgeschliffenen Rundhöcker. Schraffiert = in Schollen zerfallener Augengneis; weiß = die bei der Zertrümmung aufgerissenen Spalten. — Aufschlußlänge zirka 6 m.

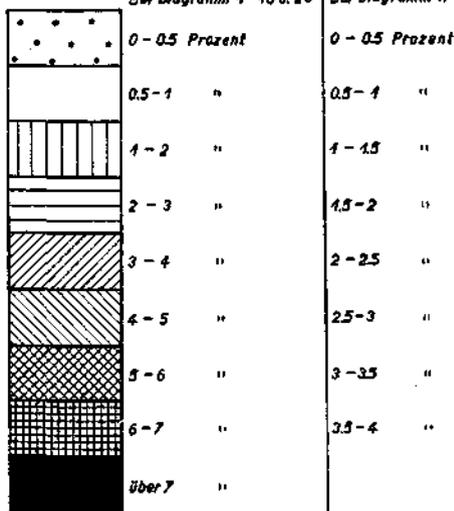
Fig. 5 zeigt in einem kleinen Ausschnitt von einem zertrümmerten Rundhöcker in zirka 1620 m Höhe westsüdwestlich unter P. 1648 die Art der Zerklüftung. Dieser eisüberschliffene Felsrücken bricht besonders auf seiner Nord- und Westseite mit senkrechten Wänden ab. Auch hier wurde bei der Zertrümmerng die Lage der einzelnen Schollen ein wenig verändert.

Prozentuell am stärksten ist ein Maximum von Klüften vertreten, das sich besonders im Streichen auslappt und zwischen 355 und 25° zieht und 65 – 80° nach W einfällt. Ein zweites Maximum von Klüften, die ungefähr senkrecht zu den des Hauptmaximums verlaufen, streicht 105° und fällt 70° S. Teile dieses Maximums lappen sich im Fallen stark aus, stehen saiger und fallen sehr steil nach S und N ein. Außerdem tritt noch ein System von 80° streichenden und etwa 70° nordfallenden Klüften etwas hervor.

Diagramm, Fig. 6. Das Diagramm stellt 200 Klüfte im zerrütteten Augengneis westlich unter der Grundmoräne am Tauferer Berg in zirka 1420 m Höhe östlich ober P. 1081 dar, die auf einem etwa 15 m langen Bereich gemessen wurden. Der Augengneis ist hier vollkommen massig entwickelt und die Schieferung kaum erkennbar. Dementsprechend ist das Gestein hier nur stark zerklüftet, aber nirgends grusig.

Legende zu den Diagrammen.

Bei Diagramm 4-16 u. 20 | Bei Diagramm 17-19



 = Streckaxe

 = Pol der Schieferung

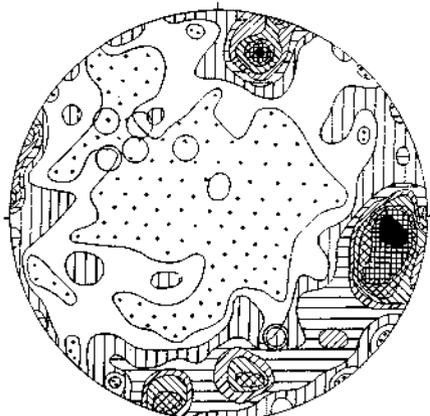


Fig. 4.

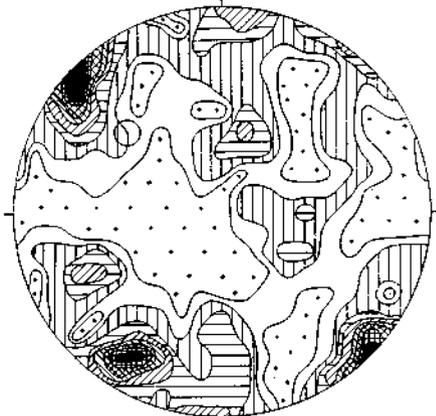


Fig. 6.

Besonders stark tritt hier ein Maximum (bis 11%) hervor, dessen Klüfte NO—SW streichen und saiger bis 80° SO fallen. Diese Klüftflächen schneiden die Streckachse (= *B*-Achse) des Augengneises in einem Winkel von etwa 60°. Trotzdem also die Klüfte nicht $\perp B$ stehen, sind sie vielleicht doch als Reißklüfte aufzufassen. Auf den NO—SW streichenden Klüften steht ein zweites Maximum senkrecht, dessen Klüfte 115—130° streichen und 65—80° NO fallen. Ganz schwach macht sich ein System von OW streichenden und saiger stehenden Klüften bemerkbar.

Diagramm, Fig. 7. Dieses Diagramm stellt das Beobachtungsmaterial aus einem etwa 18 *m* langen Aufschluß am rechten Rand der Straße nordnordwestlich P. 1081 im zerrütteten Augengneis dar. Dieses ist das einzige Diagramm, das im Vergleich zu den anderen eine nur sehr wenig ausgeprägte Regelung des Klüftnetzes aufweist. Ein im Streichen und Fallen weit ausschweifendes Maximum streicht 10—40° und fällt 35—65° O. Ein Maximum von ähnlicher Beschaffenheit streicht 120—145° und fällt 48—75° NO. Ein weiteres Maximum stellt Klüftlagen dar, die 40—50° ziehen und 65° — saiger fallen. Ein 120—130° streichendes Klüftsystem fällt 55—65° SW. Ganz schwach sind hier ungefähr OW streichende Klüfte vertreten, die saiger stehen und solche, die 80° S fallen.

Diagramm, Fig. 8. In diesem Diagramm sind Messungen in einem 30 *m* langen Bereich im zerrütteten Augengneis südwestlich ober P. 1067 zwischen 1110 und 1130 *m* am Nordostabhang des Naderberges statistisch verwertet. Hier tritt nur ein sehr ausgeprägtes Maximum auf, das sich im Fallen weit auslappt. Die Streichrichtung schwankt zwischen 160 und 175°. Der prozentuell am stärksten hervortretende Teil (8%) steht saiger, während die anderen Teile dieses Maximums bis 80° W und bis 55° O fallen. Ein großer Teil dieser Klüfte sind sicher Querklüfte $\perp B$. Ein kleines selbständiges Maximum mit ungefähr gleichem Streichen fällt etwa 60° W. Ganz schwach sind zirka OW streichende Klüfte vertreten, die saiger stehen.

Diagramm, Fig. 9. Dieses Diagramm stammt vom Fahrweg nach Köfels ost-südöstlich unter P. 1361. Der gemessene Bereich liegt auf der Westseite des Weges und ist zirka 50 *m* lang. Der Augengneis ist hier stark gestört und fast alle Blöcke sind dabei etwas aus ihrer ursprünglichen Lage gedreht worden. Ein großer Teil der Klüftflächen sind keine ganz ebenen Flächen. Eine N 3° O corr. streichende und 85° S fallende Klüftfläche hat stellenweise Harnischmylonit. Hier vorhandene Rillen fallen 50° O. Weitere Harnische streichen: N 56° O¹⁾, 36° S, N 20° O, 40° S mit 37° S fallenden Rillen, N 27° O, 44° S mit 37° S fallenden Rillen.

Hier treten drei Maxima mit je 8% Besetzungsdichte deutlich hervor. Eines dieser entspricht einer Klüftschar, die etwa OW streicht und 65° S bis saiger fällt. Ein weiteres schwankt zwischen 120 und 140° und fällt 30—40° NO. Wenn auch der Winkel, unter dem sich die Klüftflächen und die *B*-Achse schneiden, etwa 110° beträgt, so wird es sich hier

¹⁾ Wo keine nähere Angabe vorhanden ist, ist der betreffende Wert immer korrigiert.

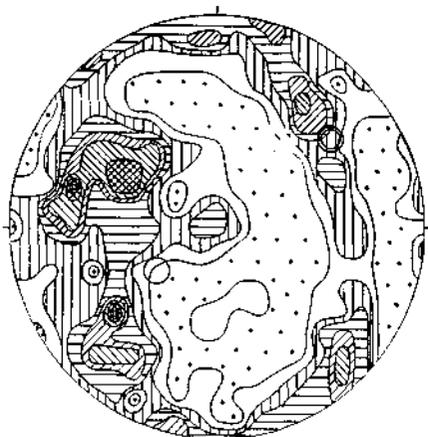


Fig. 7.

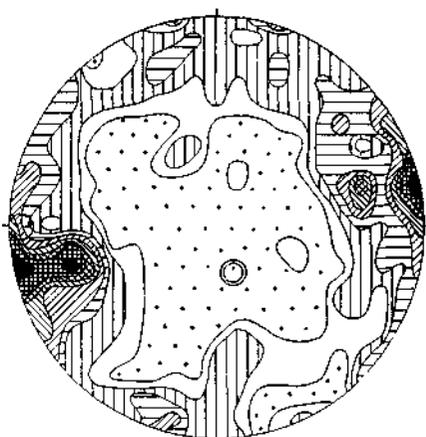


Fig. 8.

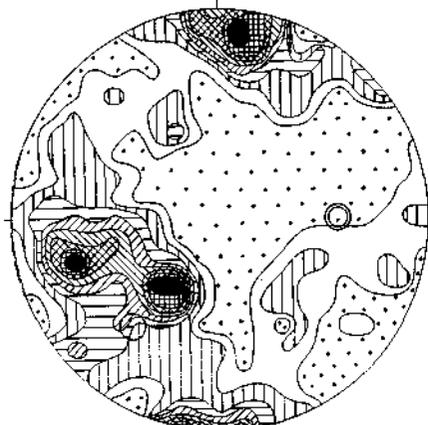


Fig. 9.

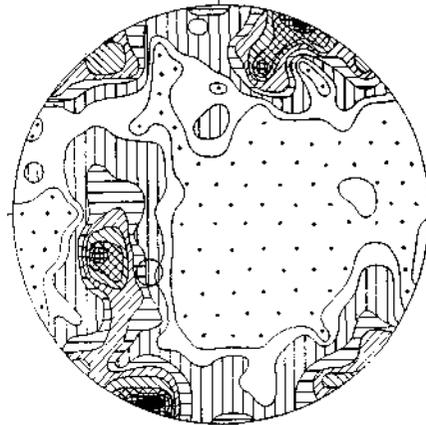


Fig. 10.

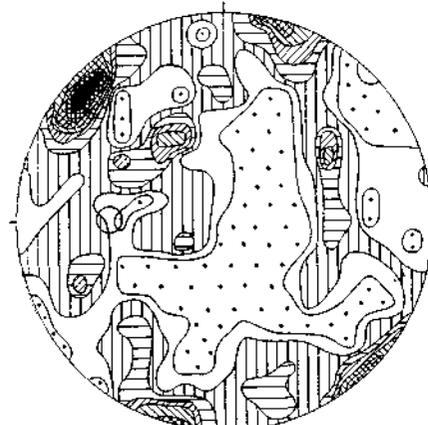


Fig. 11.

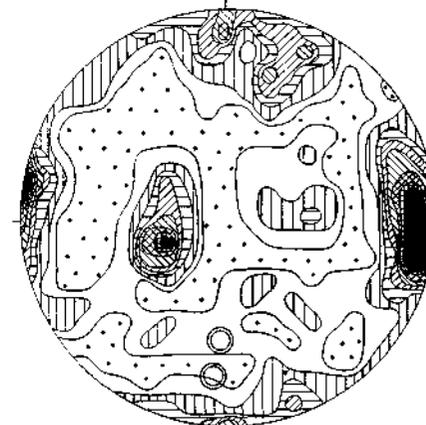


Fig. 12.

doch größtenteils um Querklüfte $\perp B$ handeln. Die Klüfte des dritten Maximums streichen $160\text{--}170^\circ$ und fallen $55\text{--}65^\circ$ O. Im Jahre 1930 wurden an dieser Stelle 122 Klüfte gemessen und im darauffolgenden weitere 78. Das im Jahre 1930 gezeichnete Diagramm und das im Jahre 1931 mit 200 Klüften gezeichnete gleichen sich vollkommen bis ins Detail.

Diagramm, Fig. 10. Dieses Diagramm enthält das Beobachtungsmaterial eines Aufschlusses im zerrütteten Augengneis am linken Ufer der Ötztaler Ache NW P. 1081. Der gemessene Bereich ist etwa 10 m lang. Ein Harnisch mit sehr großer Ausdehnung streicht $N 86^\circ O$ und fällt $35^\circ S$. Das Gestein ist auch hier z. T. ganz massig entwickelt, aber doch lange nicht so fest wie SO P. 1081. Die Schieferung ist hier nur teilweise erkennbar und sehr leicht mit Kluftsystemen zu verwechseln.

Am auffälligsten tritt ein Maximum hervor, das sich im Fallen weit auslappt. Die $105\text{--}118^\circ$ streichenden Klüfte stehen großenteils saiger, fallen steil N und bis $60^\circ S$. Ein $158\text{--}165^\circ$ streichendes System fällt $50^\circ O$. Teilweise handelt es sich hier sicher um Querklüfte $\pm \perp B$. Ganz schwach tritt ein Kluftsystem hervor, das $48\text{--}60^\circ$ streicht und \pm saiger steht. Auch hier wurden im Jahre 1930 nur 150 Klüfte und die anderen 50 erst im nächsten Jahre gemessen. Die beiden Diagramme verhalten sich ganz gleich wie bei Diagramm 5.

Diagramm, Fig. 11. Dieses Diagramm stellt die im zerrütteten Augengneis am linken Rand der Straße SO P. 1081 in einem zirka 11 m langen Bereich gemessenen Klüfte dar. Der Augengneis ist hier lokal ganz massig entwickelt und die Schieferung ist kaum zu erkennen. Dafür tritt die B-Achse um so deutlicher hervor. Das Gestein ist hier lange nicht so stark zertrümmert wie an allen übrigen Stellen im Maurach (siehe oben!). Als Harnische sind folgende Kluftflächen zu erkennen: $N 85^\circ W, 52^\circ S$; $N 85^\circ W, 47^\circ S$; $N 39^\circ W, 54^\circ W$; $N 72^\circ O, 41^\circ S$; $N 37^\circ O, 33^\circ S$; $N 85^\circ O, 50^\circ S$; $N 49^\circ O, 85^\circ S$; $N 83^\circ O, 60^\circ S$; $N 13^\circ W, 17^\circ O$.

Prozentuell am stärksten (8%) ist ein Maximum betont, dessen Klüfte $34\text{--}50^\circ$ streichen und um 80° nach SO fallen. Die Klüfte eines anderen Maximums ziehen zwischen 100 und 110° und stehen \pm saiger. Diese Klüfte sind ungefähr parallel zur B-Achse. Außerdem treten noch Klüfte zweier schwach betonter Maximis etwas hervor. Die des einen streichen $48\text{--}64^\circ$ und fallen um 50° nach SO, die des anderen streichen $144\text{--}152^\circ$ und fallen um $50^\circ W$.

Diagramm, Fig. 12. Dieses Diagramm entstammt einem Aufschluß im ungestörten Augengneis am Waldrand östlich ober Wiese. Der gemessene Bereich ist gegen 20 m lang. Das Einfallen schwankt trotz dieser kurzen Entfernung zwischen 49 und $65^\circ N$.

Am stärksten tritt ein im Streichen etwas ausgelapptes Maximum (10%) hervor. Die Streichrichtung dieser Klüfte wechselt zwischen 353 und 16° , was einem Winkelbereich von 23° entspricht. Das Fallen ist $75^\circ W$ bis saiger. Größtenteils sind dies Klüfte $\perp B$. Ein anderes Maximum entspricht $155\text{--}164^\circ$ streichenden Klüften, die um 25° nach O fallen. Schwach tritt ein Maximum von etwa OW streichenden und hauptsächlich um 80° nach S fallenden Klüften auf, das sich im Streichen und Fallen stark auslappt.

Diagramm, Fig. 13. Dieses Diagramm stellt auf engem Raume gemessene Klüftflächen an im Schiefergneis liegenden Amphibolitlagen etwas oberhalb des Weges von Sennhof nach Höfl dar.

Prozentuell am stärksten tritt hier ein Maximum (15%) hervor, dessen Klüfte 356—17° streichen und zwischen 60 und 80° nach O fallen. Klüfte eines weiteren Maximums, das mit dem ersteren zusammenhängt, streichen 38—52° und fallen zwischen 52 und 62° SO. Die Flächen einer 98—106° streichenden Kluftschar fallen um 40° nach N ein. Das Streichen einer anderen Häufung von Klüften schwankt zwischen 168 und 176°, das Fallen zwischen 60 und 70° W. Größtenteils handelt es sich hier um Querklüfte $\perp B$.

Diagramm, Fig. 14. In diesem Diagramm sind Messungen an einem kleinen Aufschluß im ungestörten Augengneis am Weg zum Stubenfall nahe östlich von P. 1456 statistisch verwertet.

Hier treten die Projektionen von zwei Kluftscharen deutlich hervor. Das besonders im Fallen stark ausgelappte Maximum (8%) der einen streicht 38—50° und steht \pm saiger. Die 104—110° streichende Kluftschar fällt 80° N bis saiger.

Diagramm, Fig. 15. Dieses Diagramm entstammt einem Aufschluß am Südostfuße der aus ungestörtem Augengneis bestehenden Wand südöstlich unter P. 1221, ostnordöstlich unter dem Wenderkogel.

Am stärksten ist hier das Maximum (13%) eines zwischen 343 und 2° (was einem Winkelbereich von 19° entspricht) streichenden Kluftsystems betont, das 60—85° nach W einfällt. Teilweise handelt es sich bei diesen Klüften sicher um Querklüfte $\pm \perp B$. Ein kleineres, besonders im Streichen weit ausgelapptes Maximum (8%) zieht 26—34° und fällt um 70° nach O ein. Ein 140—147° streichendes Kluftsystem fällt zwischen 70 und 80° W.

Diagramm, Fig. 16. Das Diagramm stellt die im ungestörten Augengneis östlich unter P. 1736 in zirka 1500 m Höhe, östlich unter dem Wenderkogel, auf einem etwa 8 m langen Bereich gemessenen Klüfte dar. Die Schieferung ist hier sehr schlecht erkennbar, trotzdem das Gestein deutlich geschiefert ist. Die B-Achse ist hier gut meßbar.

Ein 100—110° streichendes Kluftsystem fällt 80° S bis saiger. Ein 12—28° streichendes Maximum stellt Klüftlagen dar, die 55—66° O fallen. Ganz schwach macht sich ein 170—176° streichendes und 60 bis 70° O fallendes und ein 68—78° streichendes Kluftsystem mit 25 bis 35° Südfallen bemerkbar.

Diagramm, Fig. 17. Dieses Diagramm enthält Beobachtungen aus einem 4 und einem 7 m langen Aufschluß (die 9 m voneinander entfernt sind) im ungestörten Augengneis in zirka 1960 m südöstlich unter dem Gipfel des Wenderkogels.

Zahlenmäßig ungemein stark tritt ein 128—144° streichendes Kluftsystem hervor, das 60—85° NO fällt. Eine andere betonte Klüftlage hat ein Streichen von 156—166° bei 50—58° Ostfallen. Wenig betont sind 6—20° streichende und 42—56° O fallende Klüftlagen und solche, die 46—53° streichen und 80° SO fallen. Äußerst schwach machen sich OW ziehende und saiger stehende Klüfte bemerkbar.

Diagramm, Fig. 18. Dieses Diagramm entstammt einem 5 m und einem 10 m langen Aufschluß (die beiden sind 13 m voneinander entfernt) im unzerrütteten Augengneis in zirka 2040 m Höhe östlich unter dem Schartl. Selbst bei dieser geringen Entfernung der beiden Aufschlüsse ändert sich die Lage der Schieferungsflächen ganz deutlich. Hier sind die *B*-Achsen weniger deutlich ausgebildet, dafür ist die Schieferung um so ausgeprägter.

Hier treten zwei Maxima ungemein deutlich hervor. Das eine, zahlenmäßig sehr starke (13%) entspricht einer Kluftchar, die 144—157° streicht und 60° *W* bis saiger fällt. Größtenteils sind diese Klüfte Querklüfte $\perp B$. Eine auf das erstere System ungefähr senkrecht stehende Kluftchar streicht 70—75° und steht saiger.

Diagramm, Fig. 19. Dieses Diagramm stellt Klüfte im unzerrütteten Augengneis südöstlich unter P. 2241 in zirka 1930 m Höhe dar. Das Gestein ist hier ganz massig entwickelt und die Schieferung nur stellenweise erkennbar, die Streckachse, obwohl vorhanden, nur an wenigen Stellen zu messen.

Prozentual am stärksten (11%) tritt eine sich im Streichen weit ausbreitende Kluftchar hervor, deren Streichrichtung zwischen 110 und 136° schwankt und \pm saiger steht. Eine darauf ungefähr senkrecht stehende Kluftchar zieht 48—56° und steht ebenfalls saiger. Ein kleines Maximum entspricht einer 16—22° streichenden Kluflhäufung, die um 83° *O* fällt. Ganz schwach treten ungefähr NS streichende und \pm saiger stehende Klüfte hervor, die sich als Querklüfte $\perp B$ erkennen lassen.

Diagramm, Fig. 20. Dieses Diagramm enthält Beobachtungen aus einem etwa 20 m langen Aufschluß im nicht vollkommen ungestörten zweiglimmerigen Schiefergneis westlich ober P. 1151 in zirka 1300 m Höhe (westsüdwestlich ober Winklen).

Eine Häufung von Kluftlagen zieht 124—132° und steht saiger. Ein 154—162° streichendes Kluftsystem fällt 68—80° *W*. Eine andere Kluftchar streicht 60—68° und fällt 33—43° *S*. Ganz schwach treten zwei Kluftscharen auf, von denen die eine 172—178° streicht und um 80° *O* fällt (Querklüfte $\perp B$) und die andere 68—76° streicht und um 83° nach *S* einfällt.

Die Diagramme 21, 22 und 23 stellen Sammeldiagramme dar. Die Einzeldiagramme sowohl des zerrütteten Bereiches als des ungestörten wurden auf die Weise in je ein Sammeldiagramm übertragen, daß die Durchstoßpunkte der Normalen-Darstellung der Klüfte auf je eine neue Oleate übertragen wurde, und zwar mit parallelen Nordsüdrichtungen. Parallel der Nordsüdrichtung wurden die Diagramme deshalb übertragen, weil die Abhängigkeit der Kluftrichtungen vom großtektonischen Bau hier eine viel größere ist als von der örtlichen Richtung der Schieferungsflächen und der Streckachsen.

Das Sammeldiagramm aller gemessenen Klüfte konnte wegen der zu großen Zahl der Durchstoßpunkte nicht durch einfache Übertragung dieser Punkte der beiden vorhin erwähnten Diagramme gewonnen werden. Die Durchstoßpunkte der Flächennormalen der beiden Sammeldiagramme 21 und 22 wurden auf die von L. Rüger (39, S. 11—14) beschriebene Weise

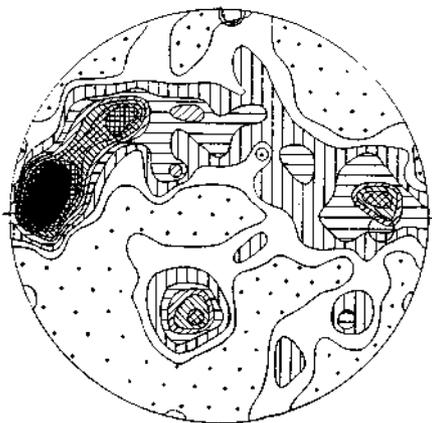


Fig. 13.

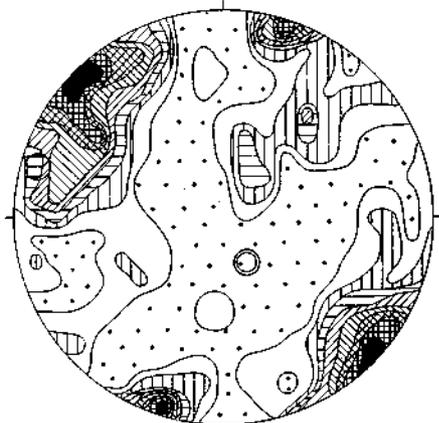


Fig. 14.

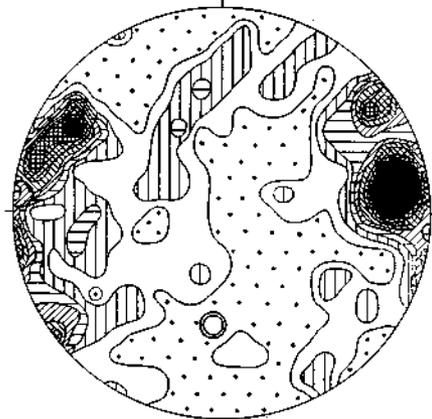


Fig. 15.

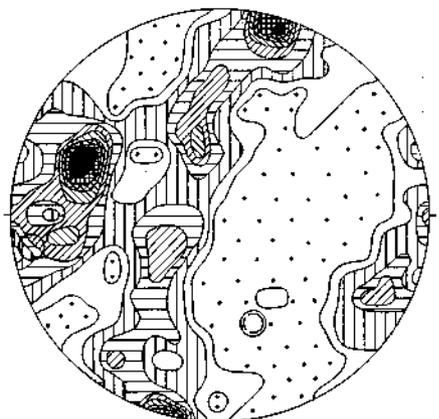


Fig. 16.

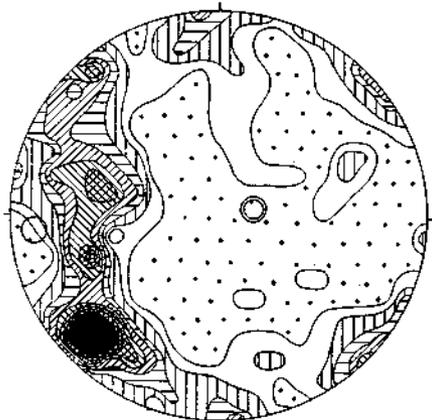


Fig. 17.

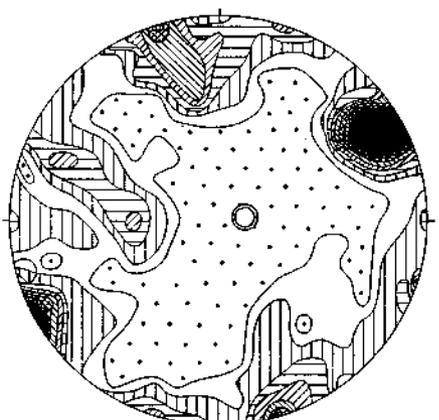


Fig. 18.

ausgezählt, aber an den betreffenden Stellen wurde nicht die Belegungsdichte in Prozenten, sondern nur die Anzahl der Durchstichpunkte auf je eine Oleate eingetragen. Dann wurden die beiden Oleaten übereinandergelegt, die Zahlen der Punkte an den einzelnen Stellen zusammengezählt und darauf die Belegungsdichte eingetragen. Nur auf diese Weise konnte verhindert werden, daß zahlreiche Punkte beim Auszählen verloren gehen.

Diagramm, Fig. 21. Dieses Diagramm stellt 1420 Klüfte aus dem Zerüttungsbereich dar. Prozentual am stärksten ist die Darstellung einer Klüftung betont, die OW bis WNW—OSO streicht und saiger steht. Das zweite deutliche Maximum stellt Klüftlagen dar, die ein NO—SW gerichtetes Streichen zeigen und saiger stehen. Ein sehr deutliches drittes Maximum entspricht einer Klüftschar, die NNW—SSO streicht und 50—60° nach O einfällt.

Diagramm, Fig. 22. Dieses Diagramm stellt 1800 Klüfte aus dem ungestörten Bereich dar. In ihm treten drei Maxima besonders hervor. Die Klüfte eines Systems streichen etwa WNW—OSO und stehen \pm saiger. Ein weiteres Maximum stellt eine Klüftschar dar, die NS bis NNW—SSO streicht und 70—80° W fällt. Auffallend ist ein drittes im Streichen weit ausschweifendes Maximum. Die Klüfte streichen NNO—SSW und fallen 60—75° O, die ausschweifenden, aber weniger dicht besetzten Teile dieses Maximums stellen NO—SW streichende und ziemlich saiger stehende Klüfte dar.

Diagramm, Fig. 23. Dieses Diagramm stellt ein Sammeldiagramm aller (mit Ausnahme der Klüfte von Diagramm 24) gemessenen Klüfte, deren Zahl 3220 beträgt, dar. Dieses Diagramm ist natürlich den Diagrammen 21 und 22 außerordentlich ähnlich. Die Maxima der WNW—OSO streichenden saigeren Klüftsysteme und die der NO—SW streichenden, ebenfalls saiger stehenden Klüftsysteme decken sich sehr gut. Bemerkenswert ist nur das starke Auslappen des letzteren Systems im Streichen. Dies entspricht NNO—SSW streichenden und 60—80° O fallenden Klüftanhäufungen. Ganz schwach macht sich eine ungefähr NS streichende Klüftschar mit einem Einfallen von 70—80° nach W bemerkbar. Die mittleren Teile des Diagramms sind zwar nicht ganz frei von Durchstichpunkten der Klüftnormalen, doch ist ihre Anzahl im Verhältnis zur Gesamtzahl so gering, daß sich großenteils nicht einmal eine Besetzungsdichte von $\frac{1}{4}\%$ ergibt. Dies ist bei den ganzen mittleren Partien des freien Teiles der Fall, die etwa die Hälfte seiner Fläche ausmachen.

Diagramm, Fig. 24. Dieses Diagramm stellt 200 Klüfte im ungestörten Granodioritgneis dar, die zu Vergleichszwecken weit von allen übrigen Stellen entfernt auf der linken Seite der Straße neben der Brücke unter der Auplatte auf einer 9 m langen Strecke gemessen wurden. Die Bankung ist hier nur an einzelnen Stellen zu sehen, scheint aber im Streichen und Fallen ziemlich stark zu schwanken. Die Streckachse ist hier nur selten gut erkennbar.

Hier treten zwei Maxima ungemein stark hervor. Das eine entspricht einem 2—24° streichenden Klüftsystem (15%), das 45—68° nach O einfällt. Ein Teil dieser Klüfte dürfte trotz seiner schiefen Lage zur Streckachse vielleicht Querklüfte auf B darstellen. Das andere Klüftsystem, das auf das erstere ungefähr senkrecht steht, streicht 95—106° und fällt 65° N his saiger. Diese Klüfte verlaufen zur B-Achse ungefähr parallel.

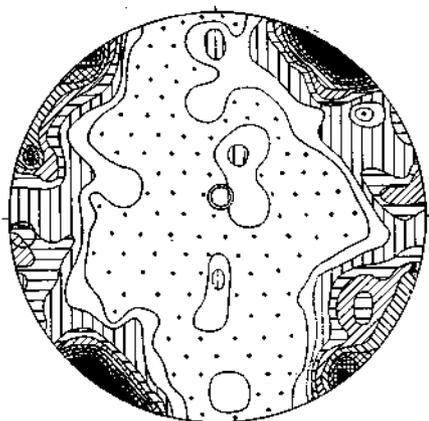


Fig. 19.

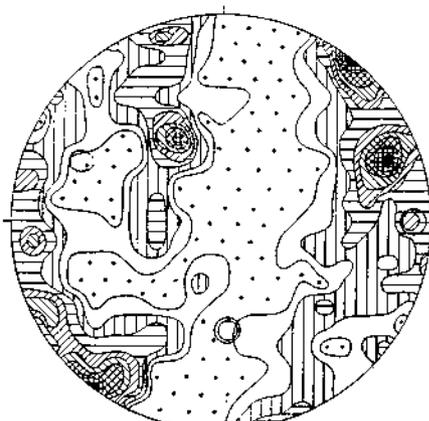


Fig. 20.

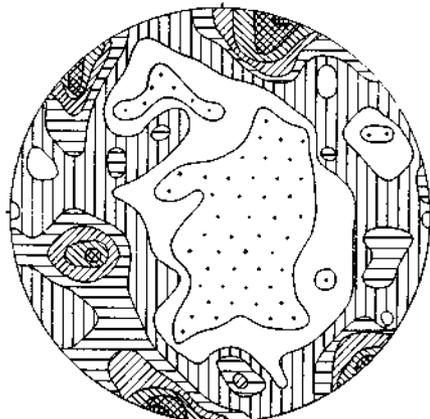


Fig. 21.

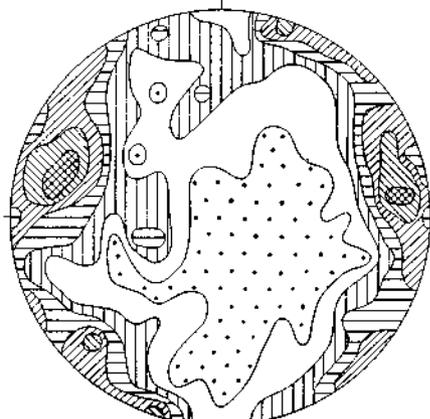


Fig. 22.

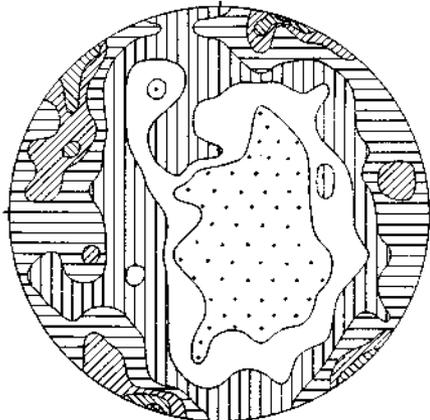


Fig. 23.

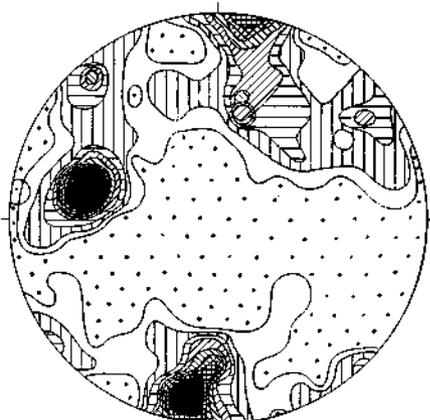


Fig. 24.

Die Diagramme 6, 11, 14, 18 und 19 stimmen sehr gut miteinander überein, besonders wenn man sie jeweils etwas gegeneinander verdreht. Wenn man berücksichtigt, wie weit die gemessenen Stellen voneinander entfernt sind (Fig. 3) und daß es sich teils um zerrütteten, teils um ungestörten Fels handelt, so ist an der Homogenität der Klüfte, wenigstens an den vorhin genannten Stellen, die maximal über 4 km voneinander entfernt sind, nicht zu zweifeln.

Die Diagramme 8 und 12 sind einander sehr ähnlich, nur sind im Diagramm 8 die OW streichenden und saiger stehenden Klüfte schwächer betont. Besonders dem letzteren Diagramm ähnlich sind die Diagramme 9 und 16. Nur sind bei diesen beiden im Vergleich zu den zwei früheren die OW streichenden und \pm saiger stehenden Klüfte sehr stark betont.

Den beiden Diagrammen 9 und 16 sind die Diagramme 4, 10 und 20 ziemlich ähnlich. Bei allen diesen sind die mehr OW streichenden Klüfte stark vertreten, nur fallen bei Diagramm 4 und 20 die mehr NS streichenden Klüfte \pm steil nach W ein. Bei Diagramm 20 ist zu berücksichtigen, daß es sich hier nicht wie bei den übrigen um Klüfte im Augen- gneis, sondern um solche im Schiefergneis handelt.

Den Diagrammen 9 und 16 sind auch die Diagramme 7 und 17 nicht unähnlich. Bei letzteren treten die OW ziehenden und saiger stehenden Klüfte nur ganz schwach hervor.

Diagramm 15 stimmt mit Diagramm 8 ziemlich gut überein, nur treten im ersteren gar keine OW streichenden und saiger stehenden Klüfte auf. Teilweise dürfte dies auch in der Lage der beiden ziemlich nahe beisammen liegenden Aufschlüsse zu den Kluftrichtungen die Ursache haben.

Diagramm 13 ist den Diagrammen 9 und 16 ziemlich ähnlich, nur fallen bei 13 die OW streichenden Klüfte mittelsteil nach N ein. Dies ist aber darauf zurückzuführen, weil die deutlich gebankten Amphibolitlagen hier fast saiger stehen, in dieser Richtung also kaum Klufscharen zu erwarten sind.

Die Diagramme des Zerrüttungsbereiches stimmen miteinander eher besser überein als die des ungestörten Gebietes, was wohl darauf zurückzuführen ist, daß im ungestörten Gebiet die Klufmessungen meist an viel weiter voneinander entfernten Stellen durchgeführt wurden.

Die zentralen Teile aller stärkeren und schwächeren Maxima des Zerrüttungsgebietes und des ungestörten Gebietes wurden auf je eine Oleate eingezeichnet und beim Vergleich der beiden Oleaten miteinander hat sich eine ganz gute Übereinstimmung ergeben. Gerade das gute Übereinstimmen einzelner Diagramme des gestörten Gebietes mit solchen des ungestörten zeigt uns, daß bei der Zerrüttung der Riegelmasse kaum irgendwelche neue Klufsysteme von größerer Bedeutung gebildet wurden. Die vorhandenen Verschiedenheiten der Einzeldiagramme sind wenigstens teilweise, wie auch R. Wager (48, S. 2) mit Recht betont, von der Lage des Geländeanschnittes zu den einzelnen Klufsystemen abhängig. Sicher treten nicht überall die Klüfte gleicher Systeme gleich stark auf. An einer Stelle ist das eine, an einer anderen Stelle das andere System stärker betont.

Der Vergleich der beiden Sammeldiagramme 21 und 22 miteinander zeigt, daß sich die Maxima der OW bis WNW-OSO streichenden und

saiger stehenden Klüfte gut decken. Auch das Maximum der NO-SW ziehenden und ebenfalls saiger stehenden Klüfte des zerrütteten Gebietes kommt mit dem weit ausschweifenden Teil des vorhin besprochenen Maximums gut zur Deckung. Nur machen sich im unzerrütteten Gebiet noch stärker Klüfte bemerkbar, die aus dem NO-SW-Streichen in ein NNO-SSW gerichtetes Streichen einbiegen und aus ihrer saigeren Stellung in steiles Ostfallen übergeben.

Dem Maximum der fast NS streichenden und 50—60° O fallenden Klüfte im zerrütteten Gebiet entspricht im Diagramm des ungestörten Gebietes ein solches mit gleichem Streichen, das aber durch sein steiles Westfallen auffällt. Doch auch dieser Unterschied in den beiden Diagrammen ist nicht so stark, als daß man größere Verschiedenheiten annehmen könnte, besonders wenn man berücksichtigt, daß auch Einzeldiagramme aus dem zerrütteten Bereich bei gleichem Streichen Saigerstehen der Klüfte bis steiles Westfallen zeigen.

Die Ähnlichkeit der beiden Diagramme, wie auch Diagramm 23 zeigt, das ein Sammeldiagramm von 21 und 22 darstellt, ist nicht unbeträchtlich. Die einzelnen vorhandenen Unterschiede sind auf verhältnismäßig geringe Abweichungen im Streichen und Fallen zurückzuführen und um so leichter zu verstehen, wenn man berücksichtigt, daß die Klufmessungen im zerrütteten Bereich auf einem verhältnismäßig kleinen Raume durchgeführt wurden, während die einzelnen Messungen im ungestörten Bereich bis zu 5 km voneinander entfernt sind. Es zeigen sich ja auch bei sonst über größere Strecken ganz ungestörten Gesteinen mit gleichbleibendem Streichen und Fallen im Detail häufig gar nicht unbeträchtliche Abweichungen von diesen Richtungen. Ähnlich verhält es sich auch bei den Klüften, wo oft schon innerhalb kurzer Strecken ein ziemlich starkes Pendeln im Streichen und Fallen zu beobachten ist.

Die Klüfte im Granodioritgneis bei der Auplatte (Diagramm 24) stimmen mit denen des Augengneises des Riegelgebietes gut überein, ganz besonders mit denen von Diagramm 16. Die beiden Meßstellen liegen ungefähr 5 km entfernt und in zwei voneinander ganz unabhängigen Granitgneismassen.

Glazialgeologie.

Das Maurach ist, wie es heute vor uns liegt, ein terrassierter Riegel. Aber die unzweideutigsten Reste von Terrassen sind in der Schlucht selbst vorhanden.

Daß über der breiten Riegelfläche (22, S. 230) die Gehänge beiderseits weiter zurücktreten, als es im Bereich der oberhalb und unterhalb gelegenen Becken der Fall ist, ist nur auf der Westseite des Tales von Interesse. Auf der Ostseite ist es ja durch die Einmündung des Hairlachs-ales bedingt.

Nördlich der unteren Brücke im Maurach ist auf beiden Seiten der Ache eine kleine deutliche Terrasse zu beobachten, die in etwa 1100 m Höhe liegt. Auf der rechten Talseite ist diese Verebnung in den anstehenden zerrütteten Augengneis eingeschnitten. Die Terrassenreste sind hier ganz mit gewaltigen Blöcken bedeckt, die von den Ostabhängen heruntergefallen sind. Sie sind eckig und gehen nach oben in eine Blockhalde

mit immer feiner werdendem Material über. Bei der entsprechenden Terrasse auf der linken Talseite ist mit Ausnahme des südlichsten Teiles (Fig. 3) sicherer Felsgrund nicht nachweisbar. Im selben Niveau liegt auch eine ganz kleine, mit grobem Blockwerk bedeckte Verebnung, die der nördlich der Brücke, Punkt 1081, sich erhebende schmale NO-SW verlaufende Felsrücken auf seiner Südseite aufweist. Darüber liegt in zirka 1110 m ein ganz schmales Kammstück, das wohl der Rest eines alten Talbodens im anstehenden Augengneis ist und das flach nach O ansteigt. Im östlichen Teil ist dieser Kamm mit heruntergefallenem Blockwerk bedeckt. Hieber gehört wohl auch die kleine Verebnung an Felsporn südlich der Brücke siehe Fig. 25 links und nordwestlich davon (Fig. 26 rechts). Weiter talauf, ost-südöstlich ober der oberen Brücke im Maurach ist in etwa 1120 m ein kleiner aber sehr deutlicher Rest eines älteren Talbodens im Bergsturzblockwerk erhalten. Dieser ist nur ein kleiner Teil einer hier auftretenden größeren Verflachung, die die Karte in keiner Weise zum Ausdruck bringt und die unter 1120 m liegt.

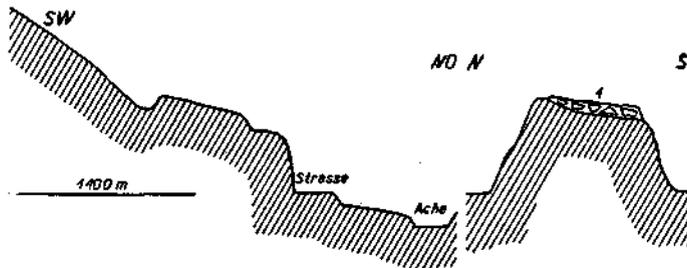


Fig. 25. Profile durch den Felsporn südlich der Brücke P. 1081, der eine kleine Verebnung in zirka 1120 m und eine größere zwischen 1130 und 1140 m aufweist. Schraffiert = Grundgebirge; 1 = grobes Blockwerk.

In Fig. 3 ist die Lage der Terrassenreste und ihre Zusammengehörigkeit veranschaulicht. Ein ganz kleiner Rest eines noch älteren Talbodens findet sich am rechten Ufer der Öztaler Ache nördlich von P. 1108 in etwa 1125—1130 m. Auf der in den stark zerrütteten Augengneis eingeschnittenen Verebnung liegt grobes Blockwerk. Dieses wird von einem von NO herunterkommenden, gegen 30° nach SW geneigten Schuttkegel überronnen, der größtenteils aus ziemlich feinem Schutt besteht und nur einzelne Lagen mit größeren Stücken aufweist. Westlich davon, südlich von P. 1081, liegt ein Felsrücken (Fig. 25) mit einer deutlichen Verflachung zwischen etwa 1130 und 1135 m. Die Oberfläche dieses Rückens selbst ist mit zahlreichen, vielfach mehrere Kubikmeter großen und einzelnen sehr großen Blöcken bedeckt, die alle etwas kantengerundet sind. Etwa 10 m östlich unter dem auch gegen W abfallenden Rücken finden sich ziemlich reichlich gut gerollte Achengerölle. Auch hier liegen zahlreiche große Blöcke herum, die wohl von W heruntergefallen sind, kaum aber von S weiter her durch den Bach gebracht worden sind. Gerade an diesem Rücken ist der Augengneis, örtlich ganz beschränkt, ganz massiv entwickelt. Bankung ist hier nicht feststellbar, wohl aber sind die Streckachsen überall besonders deutlich erkennbar.

Weiter nördlich finden sich östlich unter P. 1361 deutliche Reste einer Verebnung, die in einer Höhe zwischen 1120 und 1140 *m* größtenteils in anstehenden Fels eingeschnitten ist.

Nördlich unter P. 1445 ist über dem Bachbett eine größere, ganz aus Blockwerk bestehende Terrasse, die von 1050 *m* im N auf 1070 *m* im S ansteigt.

An keiner einzigen Stelle konnten im Schluchtbereich des Maurach sichere Gletscherschliffe nachgewiesen werden.

A. Penck (27, S. 221) gibt an, daß sich der Abfall des Maurach links der Ache (gegen S) in Absätzen vollziehe. Der obere liegt 1365 *m*, der untere 1236 *m* hoch. Der untere Absatz wird vom oberen durch

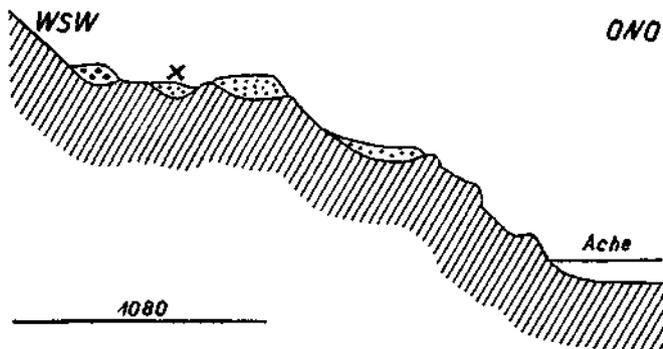


Fig. 26. Profil durch den Felsrücken nordwestlich von P. 1081. Schraffiert = Grundgebirge; feine Punkte = Hangschutt mit eckigen und kantengerundeten Blöcken, beim X = schiefer, nach S gerichteter Anschnitt; grobe eckige Punkte = Hangschutt mit eckigen Blöcken.

einen talartigen Einschnitt getrennt. W. Hammer (12, S. 332) führt aus, daß sich die Terrasse am Nordende zwischen Ötztaler Ache und Stuibnbach in drei schuttbedeckten Abstufungen auf den Schuttkegel von Umhausen absenke. N. Lichtenecker (22, S. 230) schreibt, daß man vom Längenfelder Becken her über eine Treppe von Ebenheiten bis 1450 *m* ansteige. Auf der Nordseite des Tauferer Berges gibt er (22, S. 242) Terrassen in 1200, 1300 und 1430 *m* an. Diese Terrassentreppe (22, S. 230) ist aber sehr wenig typisch entwickelt, Abb. 40 (22, S. 248) ist ziemlich idealisiert, wie dies auch ein Vergleich mit einer Zeichnung von W. Hammer (14, Abh. 4, S. 15) zeigt.

Daß die große Regelmäßigkeit der Terrassen (22, S. 241) südöstlich vom Hohen Bühel mit großer Wahrscheinlichkeit erwarten läßt, daß hier Plattformen im Anstehenden mit Schutt nur überkleidet sind, ist durchaus unbegründet. Wenn auch Teile der Plattform unter P. 1365 aus an Ort und Stelle zu regellosem Blockwerk zertrümmerten Anstehenden bestehen, so beweist dies noch gar nichts für die anderen Teile dieser Plattform und ist für die übrigen Ebenheiten völlig belanglos. Am Nordende des Tauferer Berges (22, S. 242) ist an keiner Stelle der sichere Nachweis zu erbringen, daß die Verebnungen in den an-

stehenden Augengneis eingeschnitten sind und daß hier Plattformen im Anstehenden mit Bergsturzschutt nur überkleidet wurden. Es wäre aber auch höchst unwahrscheinlich, daß sich der Bergsturz gerade an seinem Nord- und Südrande derart den vorhandenen Oberflächenformen anpaßt, diese nur mit einer dünnen Decke überkleidet, sonst aber nirgends auf vorhandene Formen Rücksicht nimmt. Vom Narrenkogel und auch von der westlichen Talseite aus zeigt sich, daß diese Terrassierungen ziemlich uneben sind.

Eine Parallelisierung der Terrassen am Nordende des Tauferer Berges mit denen in der Gegend von Höll und am Stuibenfall ist deshalb nicht maßgebend, weil der Riegel des Maurach zur Entstehungszeit der letzteren sich sicher tief unter seiner heutigen Lage befunden hat (siehe oben!).

Die schlechte Ausbildung der Terrassen und vor allem die Tatsache, daß nur eine einzige und diese nur zu einem geringen Teile im Anstehenden liegt, erschweren ihre Deutung sehr, da es ja gar nicht sicher ist, ob den undeutlicheren Ebenheiten in der Bergsturzmasse überhaupt eine Bedeutung zukommt. Für eine Entstehung der eventuell vorhandenen Terrassen kommen hauptsächlich zwei Möglichkeiten in Betracht. Entweder handelt es sich um vor der Emporhebung des Riegels unter der heutigen Taloberfläche liegende Felsterrassen oder um bei der Emporhebung ungleich weit gehobene Partien der Augengneismasse. Für die Ebenheiten in der Bergsturzmasse am Nordrande des Längenfelder Beckens kommt noch die wenig wahrscheinliche Möglichkeit hinzu, daß es sich hier um alte Strandterrassen des durch den Bergsturz im Längenfelder Becken gestauten Sees handeln könnte.

Von der mächtigen Einschotterung des Ötztales, die während der Riß-Würm-Interglazialzeit erfolgte, sind bis heute im ganzen Ötztales nicht von einer Stelle sichere Reste bekannt geworden. Wie wir nach den Angaben von O. Ampferer (3, S. 296—298) wissen, lassen sich diese interglazialen Schotter am Walderbach, südsüdöstlich von Wald, etwa 5 km von der Mündung des Ötztales entfernt, bis auf 1400 m hinauf verfolgen. Wir werden also kaum einen großen Fehler machen, wenn wir für die Gegend von Ötz die Obergrenze der interglazialen Einschotterung auf mindestens 1300 m, für die Gegend von Umhausen auf mindestens 1400 m ansetzen. Für die Gegend von Ötz ergibt dies eine Mächtigkeit der Schotter von etwa 500 m und für die Gegend von Umhausen von etwa 350 m über der heutigen Talsohle. Diese Werte sind trotz ihrer Größe keinesfalls unwahrscheinlich, wenn man berücksichtigt, daß zwischen Walderbach und Leonhardsbach eine interglaziale Verschüttung (3, S. 298) von zirka 700 m vorhanden ist. Daß von dieser gewaltigen Schottermasse heute kaum mehr Reste vorhanden sind, kann nur auf eine der Ablagerung folgende starke Erosion durch das fließende Wasser und ganz besonders durch das Eis der Würmeiszeit zurückgeführt werden.

Trotz der neuen Aufschlüsse beim Bau des Gasthauses in Burgstein konnten nur einige deutliche Gerölle als Reste einer interglazialen Einschotterung gefunden werden. Wohl fanden sich vereinzelte Gerölle am Weg von Brand nach Längenfeld von 1300 m abwärts.

Auf der Nordseite des Rettenbaches, oberhalb der Kirche von Sölden, sind Schotter bis in eine Höhe von zirka 1440 *m* aufgeschlossen. Im oberen Teil stehen deutlich geschichtete, gut gerollte feinere Schotter mit einzelnen Sandlagen an, die flach nach O einfallen. Im unteren Teil des Aufschlusses stehen ungeschichtete, viel größere Schotter an, die reich an gut gerollten oder kantengerundeten Blöcken mit 30 und 40 *cm* Durchmesser sind.

Im Becken von Zwieselstein sind größere Reste einer Schotterterrasse südlich und nordnordöstlich der Kirche erhalten. Kleinere Schotterreste finden sich im Gurgltal bei der Unteren Pillberger Alm und an einigen Stellen am neuen Weg nördlich davon, so z. B. südlich von P. 1628 in zirka 1620 *m*. Im langen flachen Becken von P. 1868, nordnordöstlich von Vent ist stellenweise über der Venter Ache eine 4—5 *m* mächtige Schotterterrasse vorhanden. Bei allen diesen Schottervorkommen ist keine Überlagerung durch Grundmoränen oder Moränenwälle sicher nachweisbar.

Aller Wahrscheinlichkeit nach sind die Schotter westlich ober Sölden infolge ihrer hohen Lage über der heutigen Talsohle und die südlich von P. 1628, die wenigstens 120 *m* über dem Gurglbach liegen, Reste von Interglazialablagerungen, wohl eher aus der Zeit zwischen Würmeiszeit und Schlußvereisung stammend als aus der zwischen Riß- und Würmeiszeit.

Im ganzen Ötztal sind an zahlreichen Stellen an den Bergflanken und bis ins Tal herunter die Wirkungen der Glazialerosion erkennbar. Die Süd- und Südwestabhänge des Narrenkogels sind intensiv vom Eis abgeschliffen. Hier sind eine Reihe eisüberschliffener Felsterrassen zu beobachten. Auch die Felswände nordwestlich unter der Unteren Hämmerach Alm lassen deutlich die Abschleifung durch das Eis erkennen. Am Weg von Niederthei nach Umhausen finden sich an vielen Stellen sehr schöne Gletscherschliffe, ganz besonders zwischen der Brücke bei Mühlboden und der Mühle westsüdwestlich unter Höfl zu beiden Seiten des Baches und zwischen der Kapelle P. 1120 und dem in zirka 1240 *m* an der Straße stehenden Kreuz. Etwas oberhalb desselben sind an den Schbliffläichen deutliche Rillen zu beobachten, die NNW—SSO streichen. Deutliche N 2° O corr. gerichtete Rillen wurden an einem Gletscherschliff am Weg von Wiesle zur Unteren Hämmerach Alm in etwa 1640 *m* beobachtet. Auch unter dem Stuibenfall und etwas nördlich davon ist der Fels in wunderbarer Weise vom Eis abgeschliffen. An verschiedenen Stellen sind Schbliffläichen bis zur heutigen Talsohle herunter erhalten, so z. B. im Schiefergneis südwestlich von Pürsting und im Biotitgranitgneis bei P. 1157, südlich von Dorf. Die Terrasse von Burgstein mit ihren Rundhöckern ist stark vom Eis abgeschliffen, ebenso der Rundhöcker auf dem Brand steht.

Die typische hellgraue Grundmoräne an der Forststraße am Tauferer Berg ist mehrere Meter mächtig und enthält vereinzelt 20, 30 und bis etwa $\frac{1}{2}$ *m* große, teils ganz gut gerundete Blöcke verschiedener kristalliner Gesteine. Das Bindemittel ist eine ziemlich feine, mehr lehnige Masse, nicht grusig (27, S. 222), die aber reichlich von ganz kleinen, einige Zentimeter großen eckigen Steinen durchsetzt ist. Ansätze zur

Bildung ganz kleiner Erdpyramiden sind hier vorhanden. Die Moräne liegt nicht auf anstehendem Augengneis (16, S. 88). Sowohl unter der Forststraße, aber noch besser darüber ist die Überlagerung der Bergsturzmasse durch die Moräne einwandfrei zu beobachten. Da man aber unmöglich annehmen kann, daß der Gletscher der Würmeiszeit noch über die Bergsturzlandschaft des Maurach hinweggegangen sei, was auch schon A. Penck angeführt hat, bleibt nur die eine Möglichkeit übrig, daß die Moräne nachträglich etwas abgerutscht ist. Diese Annahme ist gar nicht unwahrscheinlich, wenn man berücksichtigt, daß die Moräne auf einem Hange liegt, der 38° geneigt ist. Nach oben ist eine Überlagerung der Moräne durch Bergsturzblockwerk nicht nachweisbar, während eine solche in der Richtung nach S durch nachträglich abgerutschtes Bergsturzmaterial ziemlich wahrscheinlich ist. Im obersten (östlichsten) Teil kommen auch eckige Augengneisblöcke vor, die wohl sekundär aus dem Bergsturzblockwerk hineingekommen sind. Auf der Moräne liegt eine dünne Decke von Verwitterungs- und Gehängeschutt.

Eine Verschiebung der Grundmoräne am Tauferer Berg um größere Beträge im horizontalen Sinn kommt, sobald man den Augengneis als anstehend (27, S. 225) ansieht, natürlich nicht mehr in Frage.

Den Angaben von N. Lichtenegger (23, S. 174) ist mit aller Deutlichkeit zu entnehmen, daß er die Grundmoräne und die sogenannten Erdpyramiden, zwei ganz verschiedene Bildungen, die auch räumlich voneinander getrennt sind, nicht auseinander hält, weil er angibt, daß die Geschiebe der Grundmoräne (22, S. 242) von fest verpackenem Trümmerwerk, dessen Blöcke durchaus scharfkantig sind, umschlossen werden, was nicht den beobachtbaren Tatsachen entspricht. Ebenso ist das Material auch nirgends in den Verband des Bergsturzes aufgenommen worden.

Am Heinbach bei Leiten, nördlich von Sölden, liegt in einer Höhe von zirka 1480 *m* ein größeres Vorkommen von typischer Grundmoräne (Fig. 27), die wohl ebenso wie die am Tauferer Berg der Würmeiszeit angehört. Sie ist sehr reich an feinem lehmigem Material und kleinen, mittelgroben und einzelnen größeren, meist kantengerundeten Blöcken. Die die Grundmoräne überlagernden groben und feineren Schotter stellen wohl keine interglazialen Ablagerungen (zwischen Würmeiszeit und Schlußvereisung) vor, sondern sind wahrscheinlich nur umgelagerte Massen der hier in großer Ausdehnung die Hänge bedeckenden Moränen der Schlußvereisung. Dieses Vorkommen ist deshalb von besonderer Bedeutung, weil es das einzige größere ist, das mir aus dem Ötztale bekannt geworden ist.

Während die Moränen der Würmeiszeit nur durch sehr bescheidene Reste vertreten sind, nehmen die der Schlußvereisung weite Flächen ein.

Östlich unter P. 1699, nördlich Manslewald, finden sich in etwa 1600 *m* Moränenreste, die aber lange nicht so typisch sind wie die Grundmoräne an der Forststraße. Das Bindemittel ist zwar ziemlich lehmig, aber die Gesteinsstücke sind ganz gut gerollt, so daß sie vielleicht sogar Reste aus Schottern darstellen könnten. Das Lagerungsverhältnis dieser wenig deutlichen Bildung zum Bergsturz ist infolge der schlechten Aufschlüsse ungeklärt.

Nahe innerhalb von Sennhof (Fig. 28) erhebt sich auf der linken Talseite ein ziemlich mächtiger Teil eines Stirnwalles, der aber weiter talauf gleich undeutlich wird und von dem auf der rechten Talseite gar nichts mehr vorhanden ist. Dieser Stirnwall, der auf seinem Rücken ziemlich flach ist, zeigt von unten bis gegen 1720 *m* hinauf zwar keinen steilen, aber immerhin einen deutlich ausgeprägten Rückfall im Betrage von mehreren Metern. Auf diesem Wall finden sich verschiedentlich ausgezeichnet gerollte Stücke, meist mittlerer Größe, die aus verschiedenen Gesteinen stammen. Häufig sind solche in zirka 1580 *m*, sind aber immer wieder bis auf 1740 *m* hinauf anzutreffen. Diese Gerölle sind wahrscheinlich vom Gletscher aufgeschürfte und fortgeführte Reste einer interglazialen Einschotterung. Daneben kommen allerdings auch größere eckige Blöcke vor, doch besteht der Wall fast ausschließlich aus feinem Material. Bergauf in der Richtung gegen P. 2285 und taleinwärts wird der

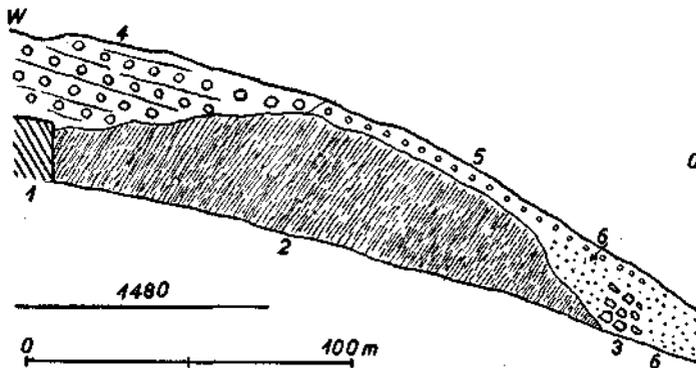


Fig. 27. Die Würm-Grundmoräne am Heinbach bei Leiten, gesehen von Süden. 1 = anstehender Schiefergneis; 2 = Grundmoräne; 3 = feine bis mittelgrobe Stücke von eckigem Schiefergneis, etwas verfestigt; 4 = mittelgrober bis grober Bachschutt, besonders im oberen Teil reich an meist kantengerundeten Blöcken mit einem Durchmesser von $\frac{1}{2}$ bis 1 *m* mit Andeutung von flach O-fallender Schichtung; 5 = feinerer Bachschotter; 6 = feinerer herunter geronnener Schutt.

Wall von Gehängeschutt überronnen und seine Abgrenzung wird dadurch sehr schwierig. Mangels von guten Aufschlüssen ist eine direkte Entscheidung über das Lagerungsverhältnis des Moränenwalles zu den Stauseesedimenten nicht durchführbar. Der Verlauf des Kammes der Stirnmoräne von der Höhe in O nach W hinab bis nur wenige Meter über das Niveau der Seesedimente (Fig. 28) spricht unbedingt für eine Anlagerung dieser an den Moränenwall. Eine Erklärung dieses Wallrestes als Teil eines Schuttkegels ist ganz unmöglich. Man müßte dafür einen aus dem NW unter P. 2285 gelegenen Graben stammenden ganz kolossalen Schuttkegel annehmen, der an seinem Südrande mindestens bis Ennebach gereicht hätte und nordöstlich dieses Ortes eine Fläche mit einer Breite von 300 *m* bedeckt hätte, was einer ganz gewaltigen Mächtigkeit entsprechen würde. Noch vor Ablagerung der Stauseesedimente hätte der ganze Teil südlich des heutigen Walles wieder wegerodiert werden müssen, die Wallform und der Rückfall des Walles herausge-

sägt werden müssen. Da heute die Hänge östlich und ostnordöstlich von Ennebach sehr arm an Schutt sind, hätte gerade hier die Erosion ungemain sauber den vorhandenen Schutt entfernen müssen. All dies zeigt, wie nnnmöglich die Erklärung dieses Wallrestes als Teil eines Schuttkegels ist. Dafür spricht auch ein durch das Hairlachtal von NW nach SO gezeichnetes Profil.

Bei Ennebach ragt aus der ebenen Fläche der Seesedimente ein kleiner Hügel heraus, der aus z. T. großen Amphibolit- und Schiefergneisblöcken besteht, die wohl von O hergekommen sind. Ein Teil der Blöcke dürfte allerdings aus der Nähe zusammengetragen worden sein. Ihrer Zusammensetzung nach können sie aber unmöglich dem von W gekommenen Bergsturze angehören. Südöstlich dieses kleinen Hügels findet sich am Wald-

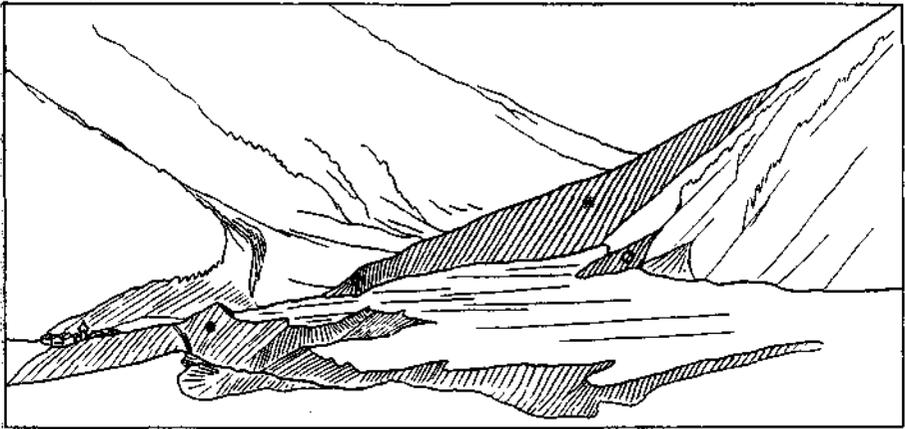


Fig. 28. Der große Schlernstirnwall x auf der linken Talseite des Hairlachtals hinter Sennhof. Dem großen Wall, an den sich die Stauseeablagerungen von Niederthai anlagern, ist rechts ein kleines, weniger deutliches Wallstück o vorgelagert. Über die ebene Oberfläche der Terrassensedimente ragt der am weitesten nach O reichende Tomahaufen • hervor.

rand ein kleiner, nicht besonders deutlicher Moränenwall aus meist feinerem Material und auch eckigen größeren Blöcken. Ziemlich sicher ist der vorhin erwähnte Hügel mit diesem Wallstück in Verbindung zu bringen, und beide zusammen dürften wohl Reste eines älteren, der großen, vorhin besprochenen Stirnmoräne vorgelagerten Walles sein. Diese Moränen stellen wohl die Ablagerungen des Schlernstadiums eines Hairlachtalgletschers vor, da trotz der Nordexposition eines großen Teiles des Einzugsgebietes eine Depression der Schneegrenze um 600 m nicht ausreichen würde, um ein so beträchtliches Tal ausreichen der Gletscher zu verursachen.

Die Moränenmasse im Hairlachtal (Blatt Ötztal) zwischen P. 1603 und P. 1758 ist auf der linken Talseite mit dem weiter außen liegenden Stirnwall in Verbindung, zeigt aber wenig typische Formen, da sie auf beiden Talseiten teilweise von Hangschutt überronnen wird. Teile dieses Vorkommens auf der rechten Talseite scheinen von N zu stammen.

Südwestlich vom Grasstallbach, südlich von P. 1751, zieht eine deutliche kleine linke Ufermoräne, wahrscheinlich dem Haupttal angehörend, mit einem Rückfall bergseits bis zu 2 m ein kurzes Stück talaus. Auch am rechten Ufer des Grasstallbaches, südöstlich von P. 1751, findet sich ein miuder gut erhaltener Rest eines linken Uferwalles. Diese Moränen sind etwas jünger, aber sicher noch älter als Gschnitz I.

W. Heissel und J. Ladurner, die im Gebiete südlich und westlich von Innsbruck größere glazialgeologische Arbeiten durchgeführt haben, ermöglichten mir in freundlicher Weise Einsichtnahme in ihre Manuskripte, wofür ich ihnen auch an dieser Stelle danke. Die beiden Autoren haben in ihren Arbeiten (W. Heissel, Quartärgeologie des Silltales, und J. Ladurner, Die Quartärablagerungen des Sellrain), die im 3. und 4. Heft dieses Jahrbuches erscheinen sollen, eine Gliederung des Gschnitzstadiums durchführen können. Eine Moränengruppe, für deren Ablagerung eine Senkung der Schneegrenze um 600 m unter die heutige Grenze angenommen werden muß, wurde als Gschnitz I bezeichnet, und eine zweite Gruppe, die eine Depression der Schneegrenze um 400 m erfordert, als Gschnitz II.

Die Moräne nordöstlich vom Larstighof ist der Form nach ganz untypisch und unsicher. Die Moräne bei P. 1925 unter den Unteren Zwieselbacher Sennhütten zeigt gegen S und SW deutliche Wallform und gegen innen einen ausgeprägten Rückfall. Nur in ihrem südlichsten Teil ist sie innen haufenförmig. Sie besteht aus mittlerem Blockwerk mit einzelnen großen Blöcken. Diese Moräne dürfte eher von N her stammen, da sie sonst wohl ganz bis an den Fuß des Hanges nordwestlich unter P. 2279 reichen würde. Für ihre Ablagerung ist eine Depression der Schneegrenze entsprechend Gschnitz I erforderlich.

Die Gubener Hütte, nordwestlich unter P. 2055, steht auf einem sehr schönen und hohen Stirnwall (15, S. 41), der einem von NO herunter gekommenen Gletscher zur Zeit des Gschnitz-I-Standes angehört. Aus derselben Richtung kam nachträglich auch ein kleiner Schuttkegel herunter, der den Wall etwas verdeckt hat. Nur im südlichsten Teil dieses Walles ist noch ein deutlicher Rückfall nach innen zu sehen. Am linken Ufer des Baches, gegenüber der Gubener Hütte, ist auf einer Felsrippe ein kleiner, aber ziemlich langer linker Uferwall eines etwas älteren Stadiums erhalten, das aller Wahrscheinlichkeit nach einem Gletscher aus dem Zwieselbachtal zuzuordnen ist.

Bei der Finstertaler Sennhütte ist ein nicht besonders deutlicher Stirnwall eines Gschnitz-II-Standes erhalten, hinter dem eine ähnliche mehr zungenartige Moräne folgt. Die Moräne auf der Unteren Hämmerachalm stellt den Rest eines mehr zungenförmigen Stadiums (Gschnitz I) dar.

Während der Schlußvereisung haben die Gletscher aus den Seitentälern bis ins Ötztal selbst hinunter gereicht. Es ist sehr wahrscheinlich, daß während des Höchststandes dieser Vereisung bei einer Depression der Schneegrenze von über 900 m unter der heutigen im Ötztal selbst ein Talgletscher lag, der bis zum Ausgang des Tales gereicht hat. A. Penck (25, S. 349) nimmt das Ende des Ötztalgletschers während des Gschnitzstadiums in der Gegend von Ötz an und verzeichnet bei Umhausen eine zweite diesem Stadium zugehörige Endmoräne. Im

Jahre 1925 nimmt A. Penck (27, S. 225) nach der Analogie mit dem Gschnitztale an, daß das Gschnitzstadium im Ötztal nicht gerade weit vom Maurach gelegen sein kann. Aus dieser Überlegung folgert er, daß die Entstehung des Maurach keinesfalls wesentlich vor das alpine Gschnitzstadium fallen könne, da kein Gletscher mehr über die Bergsturzmassen des Maurach hinweggegangen sei. Ich halte eine Lage des Gschnitzstadiums im Längenfelder Becken für wahrscheinlich. Die entsprechende Daunmoräne wäre nicht im Söldener Becken (25, S. 349), sondern eher im Zwieselsteiner Becken zu erwarten. Tatsächlich sind

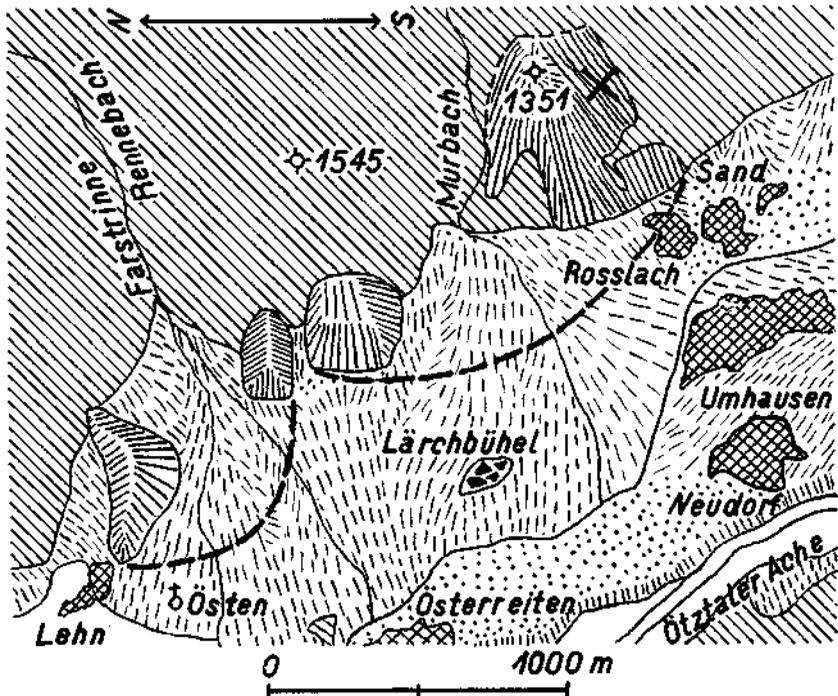


Fig. 29. Die Schlernstadien nördlich und nordöstlich von Umhausen (gezeichnet mit Benützung der geolog. Spezialkarte Bl. Ötztal von W. Hammer). Schraffiert = Grundgebirge; × = Reste der Stadien; die dicken Striche zeigen die ungefähre ehemalige äußere Grenze dieser Stadien an; gestrichelt = Schuttkegel und Haldenschutt; Punkte = ganz ebene Teile der Schuttkegel; weiß = Flußalluvionen.

im ganzen Ötztal (mit Ausnahme der Gneisblöcke am Nordfuß des Ambergs) und im Gurgltal zwischen Zwieselstein und Nordgurgl und auch im Venter Tal zwischen Zwieselstein und Vent nicht die geringsten Anzeichen eines älteren Standes des Haupttalgletschers erhalten geblieben.

Östlich ober Östern und westnordwestlich unter P. 1545 (siehe Blatt Ötztal und Fig. 29) liegen Reste eines Schlernstadiums aus dem Einzugsgebiet des Rennebaches, und etwas weniger typische Formen finden sich als Ablagerungen desselben Stadiums aus dem Einzugsbereich des Murbaches westlich unter P. 1545 und zwischen dem Murbach und Rosslach.

sich weit talein verfolgen und reicht nordwestlich unter P. 2241 bis auf 2020 *m* hinauf. In ungefähr gleicher Höhe liegt hier östlich ober dem Fundussee ein kleiner, deutlicher, aus gut bewachsenem Blockwerk bestehender Stirnwall, der wohl von O stammt und zu einer Zeit hier abgelagert wurde, als der rechte Fundustalhang hier noch viel weiter nach O hinaufreichte. Heute wäre das Einzugsgebiet zur Entstehung dieses Walles sicher viel zu klein. Trotz der für Firnbildung sehr günstigen Lage des hinteren Fundustales kann der große Stirnwall südlich ober P. 1823 nicht als Daunwall gedeutet werden, wie dies N. Lichtenecker (22, S. 239, 240) tut. Er erfordert eine Depression der Schneegrenze um 400—500 *m* und entspricht daher einem Gschnitz-II-Stadium. Der kleine Stirnwall ist wohl gleichalterig.

Das Bergsturzblockwerk, das auf dem Scharfl und auf der Westseite des Scharfls liegt und bis zur Quelle südlich von P. 1823 nach W hinunterreicht ist vom Gletscher tatsächlich vollkommen unversehrt geblieben. Diese Tatsache hat N. Lichtenecker (22, S. 240) mit Recht zur Datierung der Köfeler Katastrophe verwendet.

Die Köfeler Katastrophe ist sicher erst nach dem Gschnitz-I-Stadium erfolgt, vielleicht noch vor dem Gschnitz-II-Stadium. Für höheres Alter als Gschnitz II spricht vielleicht auch das Vorhandensein des kleinen Stirnwalles östlich ober dem Fundussee und vor allem das einer kleinen Moräne WSW ober der Äußeren Wurzberger Alm. Diese liegt noch im Bereich der Bergsturnische, gehört aller Wahrscheinlichkeit nach einem Gschnitz-II-Stadium an und muß unbedingt jünger als der Bergsturz sein, weil sie sonst an dieser Stelle nicht hätte abgelagert werden können.

Es ist nicht richtig, daß sich im unteren Hairlachtal keine Anhaltspunkte (22, S. 240) für die Datierung der Katastrophe ergeben. Die Anlagerung der Stauseesedimente von Niederthei an den Schlernstirnwall bei Sennhof ergibt mit großer Sicherheit, daß die Aufstauung des Sees nach dem Schlernstadium erfolgte. Da der Schlerngletscher in Hairlachtal Moränen erst inner Sennhof abgelagert hat, hat der Gschnitzgletscher (22, S. 240) wohl kaum bis zum Larstighof herausgereicht.

An der Nordseite des Fundussees liegt ein kleiner, etwas weniger gut erhaltener Stirnwall aus feinerem Material, der einem aus S kommenden Gletscher angehört. In der Umgebung des Sees finden sich noch mehrere kleine dazugehörige Wallstücke. Von besonderem Interesse ist dieser kleine Wall dadurch, daß sich zeigt, daß hier ein Vorstoß eines an seiner Zunge ziemlich kleinen Daungletschers ein Stück auf die Gschnitz II Moräne hinauf ereignet hat. Hauptsächlich durch diese Moräne wurde der Fundussee aufgestaut. Bei P. 2021 ist ein größerer Stauplan, der durch eine kleine Blockmoräne ohne Wallform abgedämmt wurde. Aus dem Kar südlich des Fundusfeilers reicht nach O zu P. 2021 ein ganz gewaltiger Daunstirnwall herunter.

Eine gewaltige, hauptsächlich aus feinem Material bestehende Moränenmasse liegt bei Unterlehn im Sulztal. In der sandigen Masse finden sich kleine bis mittelgroße und nur vereinzelt große Blöcke. Eigenartig ist das Fehlen einer entsprechenden Ablagerung auf der linken Talseite. Die ehemalige Wallform ist zwar nicht mehr recht erkennbar, doch ist nicht

daran zu zweifeln, daß hier das tiefste Stadium (Schlern) des Sulztals vor uns liegt. Bemerkenswert ist das steile Hinaufziehen der äußeren Grenze nach NNO, ganz ähnlich wie beim großen Stürnwall hinter Sennhof im Hairlachtal. Talauwärts ist die Umgebung von P. 1350 stark vom Eis abgeschliffen.

Die Moräne nördlich unter P. 1358, südsüdöstlich von Huben (Blatt Ötztal) ist eine gut bewachsene Blockmoräne der Schlußvereisung ohne irgendeine Wallform. An ihrem Nordende tritt der anstehende Fels zutage.

Die obersten Aufschlüsse am Fahrweg unterhalb von Köfels lassen tatsächlich wie N. Lichtenecker (22, S. 240) angibt, nur Bergsturzschutt (keine Moränen) erkennen.

Am Weg von Köfels über den Hohen Büchel nach Pürsting finden sich gar nicht selten Blöcke von Amphiboliten, Schiefergneisen und Granatbiotitgneisen, besonders reichlich westlich von P. 1445. Wahrscheinlich sind die Moränenfunde N. Lichteneckers (22, S. 241) in der Gegend des Rechenstiel, die auch mitgerissenes Material sein können, ähnliche erratische Blöcke.

Vom Scharthl kommen bis auf etwa 1980 *m* nach O hinunter vereinzelt eckige Amphibolitstücke vor, die nur durch das Eis auf die Ostabhänge des Fundustales gebracht worden sein können und dann beim Bergsturz etwas mitabgestürzt sind. Auf dem neuen Weg, der ost-südöstlich unter P. 1361 vom Fahrweg nach Köfels abzweigt und gegen P. 1365 führt (siehe Karte von N. Lichtenecker, 22, T. XXXIII), waren weder sichere Erratika noch Gerölle zu finden. Westlich ober dem See unter P. 1699 liegen reichlich Blöcke von Granatbiotitgneisen herum. Die außerdem hier zahlreich vorhandenen Amphibolitstücke können aber nicht von dem im Hangenden des Augengneises anstehenden, nur wenige Meter mächtigen Amphibolit west-südwestlich von P. 1832 stammen. Südlich vom „c“ von Wolfseck liegt auf einem Rundhöcker in zirka 1680 *m* ein mehrere Kubikmeter großer Amphibolitblock. Westlich unter P. 1648 liegt in einer Höhe von etwa 1620 *m* in einer zirka OW streichenden und 60° N fallenden, 60 *cm* breiten Spalte ein 40 *cm* langer Amphibolitblock.

Überall auf den zahlreichen kleinen Wegen, die über das Wolfseck und den Tauferer Berg führen, und auch ahseits davon liegen zahlreiche, sehr gut gerollte Gerölle verschiedener kristalliner Gesteine umher. Reichlich finden sich solche Gerölle z. B. am Weg südöstlich von P. 1648 (hier sind auch Stücke aus der Eklogitzone südlich von Längenfeld) und in der Umgebung von P. 1699 (Amphibolite und Orthogneise u. a.). Die Gerölle sind teils ziemlich klein, teilweise haben sie Faustgröße, erreichen aber auch Durchmesser von 15, 20 und 30 *cm*. Diese Gerölle kommen auch, wie mir Herr Hofrat W. Hammer in freundlicher Weise mitteilte, auf der linken Seite des Maurach vor.

Am „Hohen Stein“, westnordwestlich von Wiese, ist die Oberfläche eines riesigen turmartigen Augengneisklotzes schön vom Eis abgeschliffen und zeigt deutliche N 18° W corr. gerichtete Rillen. Auf dieser Fläche liegen ein paar Dezimeter hoch feinere Schotter.

In dem etwas weiter nach N verlegten Anschnitt in der Schottergrube nordöstlich von Winklen (Fig. 30) war im Herbst 1931 deutlich zu erkennen, daß es sich hier um zwischen Bergsturzschutt liegende Sande

und Schotter handelt. Diese befinden sich etwa 8 m oberhalb des Fahrweges. Die Bergsturzmasse besteht hier aus meist feinerem Material und nur vereinzelt größeren Blöcken. Ihre Farbe ist weißlich und gelblich. Die grauen Sande, die sich deutlich von der Bergsturzmasse abheben, enthalten reichlich meist kleinere ausgezeichnet gerundete Gerölle verschiedener Gesteine von ein paar Zentimeter bis etwa 20 cm Größe. Nur einige Stücke sind größer. Die hier vollkommen ungeschichteten Schotter sind völlig frei von Lehm. Im NW- und W-Anriß dieser Grube ist nur Bergsturzmaterial aufgeschlossen.

An den Rändern der Schottergrube findet sich z. T. ganz knapp unter der Oberfläche, z. T. 20, 30 und 40 cm darunter eine 1—2 dm dicke, ganz rostbraun verwitternde Schicht, die ziemlich fest verkittet ist.

Die Schotterreste gehören aller Wahrscheinlichkeit nach einer interglazialen Ablagerung an, die wohl von den Bergsturzmassen erfaßt und

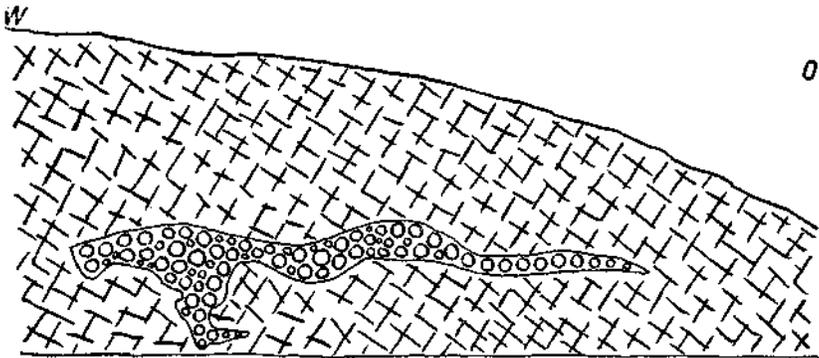


Fig. 30. Ansicht des weiter nach N verlegten Anschnittes in der Schottergrube nordöstlich von Winklen im Herbst 1931, gesehen von Süden. Ringelchen = graue Sande mit Geröllen, die im Liegenden und Hangenden von Bergsturzmasse umgeben sind, die hier hauptsächlich aus feinerem Material und nur vereinzelt aus groben Blöcken besteht.

mitgerissen wurde. Gegen die Annahme, daß es sich hier um vom Bergsturz überwältigte und verlagerte Achengerölle (22, S. 242) handle, spricht vor allem die Tatsache, daß diese Schotter heute etwa 10 m über der Ache liegen. Man müßte also die Obergrenze der Einschotterung um 10 m über die heutige verlegen, während sie damals aller Wahrscheinlichkeit nach ziemlich tief unter der heutigen gelegen hat.

Die Beobachtung am „Hohen Stein“ und die Tatsache, daß die in der vorhin erwähnten Schottergrube vorkommenden Gerölle vollkommen den zahlreichen verstreuten Geröllen, die überall am Tauferer Berg zu finden sind, gleichen, macht es wahrscheinlich, daß diese Gerölle mit Moränen nichts zu tun haben. Die von A. Penck (27, S. 221) am Ostsaum des Maurach und gegen das Tal von Niederthei angegebenen gerundeten Gerölle und Geschiebe, die sich zu den Blöcken gesellen, sind nicht glazialen Ursprungs. N. Lichteuecker (22, S. 232) nimmt mit Unrecht an, daß es sich südlich vom Wolfseck und in der Umgebung von P. 1699 um eine moränenbedeckte Rundhöckerlandschaft handle. Am

Tauferer Berg sind außer der Grundmoräne keine anderen Moränen (22, S. 242) erhalten. Auch die auf Blatt Ötztal westnordwestlich unter P. 1648 verzeichnete Moräne ist keine solche, sondern es ist hier nur ein häufigeres Auftreten von Geröllen zu beobachten. Die Erratika (22, S. 245), die in der Umgebung von P. 1699 und auch sonst überall am Tauferer Berg auftreten, sind keine solchen. Schon die ausgezeichnete Rundung spricht ganz entschieden dagegen, daß es sich hier um Moränen des Ötztaler Gletscher handeln könnte. Moränen in der Form von Haufen von Geröllen wie z. B. bei der verfallenen Hütte, in der Nähe von P. 1699 sind in den Zentralalpen eine unbekannte Erscheinung. Bemerkenswert ist auch die Tatsache, daß diese Gerölle am Tauferer Berg um so häufiger auftreten, je mehr anstehender Augengneis vorhanden ist. Auch ganz in der Nähe der vorhin erwähnten Hütte liegen Gerölle auf der Oberfläche eines Rundhöckers. Diese Gerölle stellen zweifellos Reste der alten Einschotterung während der Rib-Würm-Interglazialzeit oder jener viel kürzeren, zwischen der Würmeiszeit und der Schlußvereisung liegenden Zwischeneiszeit dar.

Die schon von N. Lichtenecker erwähnten Erdpyramiden (22, S. 242/43) sind bis 6 m hoch und bestehen zur Hauptsache aus Augengneis-Bergsturzböcken. Neben diesen kommen aber gar nicht selten Schiefergneise, Biotitschiefer und Amphibolite vor, die im Gegensatz zu den meist kantigen Augengneisstücken häufig etwas gerundet sind. Die Pyramiden haben nur sehr wenig meist ganz feinsandiges, aber auch etwas grober sandiges Bindemittel, das teilweise gut verfestigt ist. Einige der Pyramiden sind oben noch mit einem großen Block bedeckt. Der Unterschied gegen die südlich davon gelegene Grundmoräne ist ganz beträchtlich, da letztere sehr viel Bindemittel und wenig Blöcke hat.

Die Seeablagerungen von Niederthai liegen nicht nur mindestens stellenweise (22, S. 246), sondern wahrscheinlich zu einem großen Teil auf der Bergsturzmasse, die an einigen Stellen aus den Seeablagerungen hervortritt. Nahe südlich von der Kirche von Sennhof ist ein kleines Bergsturzvorkommen, das auf seiner Nordseite unter den Seesedimenten hervorschaut. Der Hügel mit dem Kreuz südsüdöstlich von Sennhof, der auch ausschließlich aus Bergsturzböckenwerk (Augengneis) besteht, ragt gegen 6 m über die Oberfläche der ihn überlagernden Seesedimente empor. Dieser Hügel stellt den am weitesten nach O reichenden Tomahaufen dar. Auch südlich und südwestlich von Lehen finden sich drei kleinere, einige Meter aus den Stauseeablagerungen herausragende Tomahaufen.

N. Lichteneckers Annahme (22, S. 240), daß die Aufstauung von Niederthai unmöglich mehr von Eis betroffen worden sein kann, weil sonst die ebene Fläche des alten Seebodens nicht so ausgezeichnet erhalten sein könnte, entspricht ganz den Tatsachen. Auch die glazialgeologischen Beobachtungen stimmen völlig damit überein.

Südlich unter P. 1564 kommen auf der Nordseite des Grabens an einem Anriss einige knollenartige, mehr rundliche Vorkommen von ganz feinen Sanden, rings von Schottern umgeben, vor. Diese Schotter bestehen aus sehr viel 1, 2, 3 und mehr cm großen Geröllen und ganz wenig Sand. Die Ablagerung dieser bis $\frac{1}{2}$ m großen Sandknollen kann man wohl nur so erklären, daß bei einem Hochwasser Feinsandlagen in größeren

Partien zerstört und Teile davon ein Stück verfrachtet und dann wieder abgelagert wurden. In ähnlicher Weise ist wohl auch das Vorhandensein einiger bis gegen $\frac{1}{2} m$ großer Augengneisblöcke im selben Aufschluß, umgeben von feinem Schotter zu erklären. Wahrscheinlich wurden diese Blöcke bei Hochwasser von den Tomahaufen fortgeschwemmt. Vereinzelt liegen auf der Oberfläche der Seeablagerungen kleinere eckige Augengneisblöcke, wohl auf dieselbe Weise hierhergekommen. Bei der Zerschneidung der Ablagerungen rutschen diese nach abwärts mit.

Die Korngröße schwankt in den Stauseeablagerungen auch in horizontaler Richtung auch auf kurzen Entfernungen (15—20 m) ganz beträchtlich. So sind z. B. die Ablagerungen am Weg von Sennhof nach Wiesle in der Nähe von P. 1564 weiter westlich von unten bis oben gröber als weiter östlich. Solche Schwankungen finden sich auch in der Richtung von N nach S. Im allgemeinen werden die Ablagerungen nach S zu

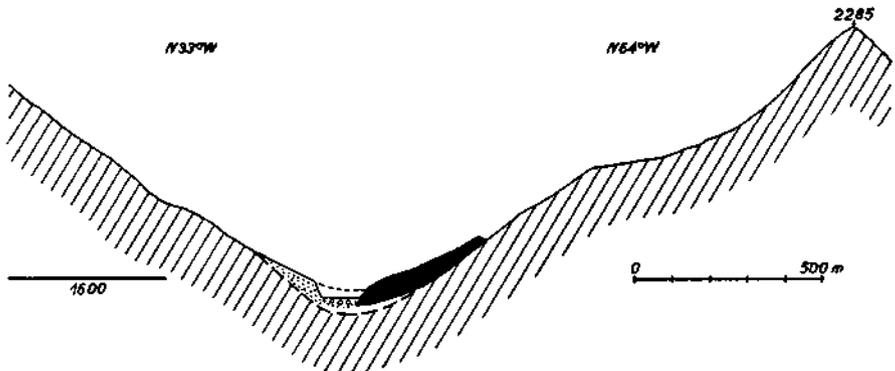


Fig. 31. Profil durch das Hairlachtal hinter Sennhof. Schraffiert = Grundgebirge; schwarz = Moräne der Schlußvereisung; Punkte = Ablagerungen eines Schuttkegels; Ringelcheu = Bachaufschüttungen.

beträchtlich feiner. Die Aufschlüsse in den Stauseesedimenten sind zu schlecht, als daß weitere Schlüsse über den Verlauf der Verlandung gezogen werden könnten.

Die 1 km südlich von Köfels, westlich von P. 1483 liegende ebene Wiese stellt die Oberfläche eines heute verlandeten ganz kleinen Sees dar. Die ganz feinen Sande haben hier eine Mächtigkeit von wenigstens 2 m.

Am unteren Teil der Schuttkegel taleinwärts hinter Sennhof ist ein deutlicher Knick (Fig. 31) wahrzunehmen. Die gestrichelte Linie zeigt die Oberfläche des Talquerschnittes während des höchsten Standes des Stausees an. Nach Durchschneidung des Bergsturzwalles in der Gegend von Mühlboden begann die Zerschneidung der Stauseeablagerungen und beim Rückwärtsschreiten der Erosion wurden die unteren Partien der Schuttkegel entfernt. Die punktierte Linie zeigt den damals entstandenen Talquerschnitt an. Später kam gleich hinter Sennhof von NNO ein kleiner Schuttkegel herunter, der die Anschüttung eines ganz flachen Talbodens bis in die Nähe von P. 1603 bewirkte.

Daß der Hairlachbach heute wieder so tief eingeschnitten sei wie vor der Ablagerung des Gneisblockwerkes (22, S. 246), ist ganz unrichtig. Die

Rundhöcker an seiner heutigen Mündungsstufe liegen sicher ziemlich hoch über dem Grund des alten Tallaufes. Der heutige Lauf des Hairlachbaches ist ganz nach N an die Südabhänge des Narrenkogels abgedrängt worden. Vor der Köfelfer Katastrophe hat der Bach sicher auch westlich von Niederthei die zwischen Sennhof und den Unteren Zwieselbacher Sennhütten eingehaltene Richtung beibehalten. Aller Wahrscheinlichkeit nach ist der Hairlachbach mindestens 500 m südlich von Mühlboden vorbeigeflossen, allerwenigstens um 100 m tiefer als heute. Dieser Bach ist nach der Katastrophe zuerst wohl bei der Brücke bei Mühlboden, nordnordwestlich von P. 1648, südlich des gut abgeschliffenen Rundhöckers aus unzerrüttetem Augengneis an der Grenze gegen die Bergsturzmasse hinuntergeflossen. Sonst wäre der heute von keinem Wasser durchflossene eigentliche Hintergrund des Stuibenbaches (südlich und südöstlich von P. 1456) wohl kaum so scharf talartig ausgeräumt worden. Erst später hat sich der Bach sein heutiges Bett ausgesägt. Der Hairlachbach stürzt nicht am Ende eines schmalen Rundhöckerbandes (22, S. 230) in die Schlucht, sondern verläuft zunächst einer schön abgeschliffenen Felsrippe, die genau im Streichen der Streckachse des Augengneises angeordnet ist und auf ihrem Nordwestteil einen ziemlich steilen, wallförmigen Bergsturzhaufen trägt, entlang. Bei der alten Mühle westsüdwestlich unter Höfl biegt der Bach dann plötzlich in einem rechten Winkel ab. Der Bach ist hier mehrere Meter unter die heutige, vom Eis abgeschliffene Oberfläche einer Felsterrasse eingeschnitten, die noch ein Stück weit gegen NW reicht. Am Südwestende dieser Felstrinne stürzt der Bach über die gewaltige Steilwand des hier unzerrütteten aber stark zerklüfteten Augengneises hinab, den bekannten Stuibenfall bildend.

Zwischen der Brücke bei Mühlboden und der alten Mühle unter Höfl liegen auf der Nordostseite des Fahrweges nur einige größere Augengneisblöcke, die wohl vom Bergsturz stammen. Die kleineren Blöcke sind von dem darüber anstehenden Augengneis heruntergefallen, ebenso die großen Schiefergneisblöcke, die aus einer nur einige Meter darüberliegenden, mehrere Meter mächtigen Einlagerung in den Augengneisen herrühren.

Der Stuibenbach hat einen sehr deutlichen, großen, flachen Schuttkegel, der von P. 1088 noch 300 m nach W reicht und hier an den großen Schuttkegel der Öztaler Ache grenzt. Der jetzige Lauf des Stuibenbaches liegt etwa 10 m unter der Oberfläche des Schuttkegels, aus dem ein größeres Bett herausgeschnitten wurde.

Der Schuttkegel der Öztaler Ache, der bei P. 1113 in einer Mächtigkeit von 75 m erschlossen ist (so tief hat sich die Ache seit seiner Ablagerung bis heute wieder eingeschnitten), besteht (22, S. 242 und 23, S. 176), fast ausschließlich aus Augengneismaterial, wie am Weg von P. 1003 zu P. 986 u. a. O. zu beobachten ist. Nur ab und zu kommen auch andere Gerölle, besonders Schiefergneise und Amphibolite vor. Die einzelnen Stücke sind meist gut kantengerundet. Schön gerollte Stücke fehlen, da ja der Transport viel zu kurz war, doch finden sich auch eckige Stücke gar nicht selten. Die Schichtung ist meist deutlich erkennbar. Südlich von P. 1067 besteht dieser Schuttkegel aus Geröllen aller Größen. Vereinzelt finden sich Blöcke von mehreren Kubikmetern. Die Schichtung fällt hier ganz flach nach N. Nahe unter der Obergrenze

(etwa $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{2}$ m) liegt eine ein paar Dezimeter dicke rostbraun verwitternde Schicht, die ganz leicht verfestigt ist.

Am rechten Ufer der Ache unter P. 1067 liegt noch ziemlich viel Bergsturzblockwerk, an das sich der Achenschutt anlagert und das dieser im oberen Teil auch teilweise noch überlagert.

In 1090 m Höhe westlich unter P. 1113 ist ein Vorkommen von stark zerrüttetem, flach nach W einfallendem Augengneis, der unter dem Schuttkegel hervorschaut. Wahrscheinlich handelt es sich um einen sehr großen Bergsturzblock. An einzelnen Stellen hat eine ziemlich starke nachträgliche Verfestigung durch rostbraun anwitterndes sandiges Bindemittel stattgefunden. Besonders auf der Nordseite haftet infolge der Verfestigung auch mittelgrobes Bergsturzmateriel dem Felsen an. Nordwestlich davon ist ein viel größeres Vorkommen von Bergsturzblockwerk, das aber neben Augengneisen teilweise aus Schiefergneisblöcken besteht. Auch hier hat wenigstens teilweise eine gleiche Verfestigung stattgefunden.

Im Dünnschliff zeigt sich, daß alle Körner mit einer dunklen rostbraunen bis schwarzbraunen Kruste umgeben sind, die bei starker Vergrößerung als krümeliges Aggregat zu erkennen ist. Dieses stellt eine Eisenverbindung dar. Auch die Zwischenräume zwischen den einzelnen Körnern werden von ihr ausgefüllt.

Nach der Köfeler Katastrophe muß es eine Zeit gegeben haben, in der der Schutt meist ganz nahe unter der Oberfläche, wie z. B. in der Schottergrube nordöstlich von Winklen, durch den Niederschlag von im Wasser gelösten Eisenverbindungen verfestigt wurde. Dies erfolgte, wie der Aufschluß in der Nähe von P. 1067 zeigt, wahrscheinlich zu einer Zeit, als der Schuttkegel der Ötztaler Ache den höchsten Stand erreicht hatte. Zu dieser Zeit ist wohl auch das kleine Vorkommen von Gängebreccie entstanden, das sich ost-südöstlich unter P. 1736 in zirka 1430 m am Naderberg findet. Diese ziemlich feste Breccie hat nur eine Ausdehnung von einigen Quadratmetern und ist nur bis zu $\frac{1}{2}$ m mächtig. Die eckigen Stücke bestehen aus zweiglimmerigem Augengneis und dazwischen ist bräunlicher Verwitterungsschutt als Bindemittel. Diese Bildung, deren obere Lagen besser verfestigt sind, fällt durch den darunter befindlichen Hohlraum auf.

Westlich unter P. 1236 liegt ein flacher talartiger Boden, der eine alte Abflußrinne des durch den Bergsturz im Längenfelder Becken gestauten Sees darstellt. Eine gute Abbildung davon ist in N. Lichteneckers Arbeit (22) auf Taf. XXXVII, Bild 1. Verlängert man in einem Profil die Oberfläche des Schuttkegels der Ötztaler Ache über P. 1113 nach S, so erreicht man gerade den Nordrand des Bodens dieser Abflußrinne. Diese Erscheinung in Verbindung mit der Einheitlichkeit des Schuttkegelmateriels ist ein sicherer Beweis dafür, daß das Maurach beim Bergsturz zugeschüttet wurde und daß der Schuttkegel erst bei der Ausräumung der Bergsturzmassen aus der Schlucht gebildet worden ist. Die Deutung von N. Lichtenecker (23, S. 175/176) ist wohl unzutreffend.

Die Anlage des ganzen Schuttkegels und das Vorhandensein einer Abflußrinne westlich unter P. 1236 beweisen eindeutig, daß der Trümmerwall des Maurach (27, S. 224) einen See aufgestaut hat, dessen Spiegel

einige Zeit mindestens bei 1190—1200 *m* (= Höhe der Abflußrinne) gelegen hat.

Wäre die Schlucht durch den Bergsturz nicht zugeschüttet worden, hätte sich danach kein so mächtiger Schuttkegel mehr bilden können. Die beiderseitigen Schluchtränder des Maurach passen so gut zusammen, daß gar kein Zweifel bestehen kann, daß die Bergsturzmasse hier früher eine zusammenhängende Decke dargestellt hat. Eine geschlossene Masse lag ehemals zwischen Rechenstiel und Naderberg einerseits und Tauferer Berg anderseits ausgebreitet.

Daß sich im Längenfelder Becken über dem ebenen Talboden nirgends lakustre Terrassen oder deltaartige Aufschüttungen der Flüsse (27, S. 224 u. 23, S. 175), und solche fehlen namentlich an der Mündung des Sulztales, finden lassen, ist durchaus kein Beweis gegen das Vorhandensein eines früheren Stausees, da sich ja auch von der mächtigen Einschotterung während der Riß-Würm-Interglazialzeit keine sicheren Reste in dieser Gegend finden lassen. Das Fehlen von solchen Ablagerungen mit einer der Höhe des Maurach entsprechenden Lage ist weder ein Beweis dafür, daß die Schlucht schon vor der Katastrophe bestand (22, S. 244), noch ein solcher dagegen. Ob eine so beträchtliche Stauung des Wassers im Längenfelder Becken stattgefunden hat, ist allerdings nicht sicher zu entscheiden, aber doch ziemlich wahrscheinlich, da ja dasselbe Material instande war, den Hairlachbach für lange Zeit hindurch zu stauen. Sicher konnte aber dieser ganz große See nur verhältnismäßig kurze Zeit bestanden haben, da die rasch einsetzende Erosion unaufhörlich an der Tieferlegung seiner Oberfläche arbeitete. Auch das Vorhandensein der Stauseeablagerungen von Niederthei kann nicht als Gegenbeweis für einen See im Längenfelder Becken (23, S. 175) verwendet werden, da ja nur völlig verlandete Seen bis an ihre ehemalige Oberfläche zugeschüttet sind, was allerdings bei Niederthei der Fall ist. Nur durch kurze Zeit gestaute Seen können auch fast ganz frei von Ablagerungen geblieben sein. Dies ist auch zu einem großen Teil beim Stausee im Längenfelder Becken der Fall.

Nicht nur durch die Anhäufung von Trümmerwerk am Grunde der Schlucht wurde dieser See gestaut (22, S. 244), sondern auch durch das Emporheben des ganzen Talriegels. Der Spiegel dieses Sees lag nicht nur um wenige Meter höher, sondern er lag längere Zeit in einem Niveau von etwa 1190 bis 1200 *m*. Dieser See war also keineswegs verlandet, als sein Ausfluß erodierend den Spiegel sinken lassen konnte. Daß im Längenfelder Becken schon vor der Katastrophe ein See eine glaziale Wanne ausfüllte (22, S. 244), ist zweifellos, nur gilt für seine Spiegelhöhe nicht das gleiche wie für einen erst durch die Trümmernmassen bedingten Wasserstau. In der talartigen Furche westlich von P. 1236 ist tatsächlich keine Spur von Seeablagerungen zu finden (22, S. 245), aber sie selbst ist ein Zeuge des ehemaligen Seeabflusses. Der Boden dieser Rinne ist allerdings stark bewachsen. Doch sind hier Seeablagerungen auch kaum zu erwarten, da solche uur dann hier liegen könnten, wenn der See ursprünglich bis in diese Höhe zugeschüttet worden wäre. Wahrscheinlich haben die Seeablagerungen aber nie über die heutige Talsohle emporgereicht. Das Blockwerk nimmt in der

Abflußrinne gegen N zu an Größe ab. Sicher sind beim Zurückgehen des Wasserstandes von den beiden Seiten der Rinne zahlreiche Blöcke nachgestürzt. Daß die Blockerfüllung hier bis ins Niveau der südlich anschließenden Beckenoberfläche hinabreicht, ist ziemlich unwahrscheinlich, da nördlich P. 1236 der Augengneis weit hinauf aufgeschlossen ist. Sicher ist aber diese Abflußrinne erst nach dem Bergsturze durch das Abfließen der Seewässer entstanden und nicht vorher, wie N. Lichtenecker (22, S. 245) anzunehmen scheint.

Das Vorhandensein des Stausees läßt auf eine frühere Abdichtung durch den Bergsturz schließen.

Im Längenfelder Becken ist mit einer Mächtigkeit der Einschotterung unter der heutigen Talsohle von allerwenigstens 200 m zu rechnen. Das ergibt für den vorhin erwähnten Stausee eine Mindesttiefe von 250 m.

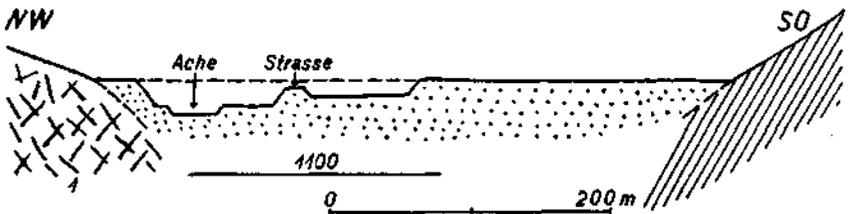


Fig. 32. Profil durch den nördlichsten Teil (am Ostrand) des Längenfelder Beckens südlich von P. 1152. Schraffiert = Grundgebirge; 1 = Bergsturzblockerwerk; Punkte = Flußalluvionen.

Die Oberfläche dieses schönen ebenen Talbodens ist heute schon wieder etwas zersägt (neuerlicher Beginn der Erosion), wie Fig. 32 zeigt. Etwas südlich unter P. 1152 sind deutlich zwei etwas tieferliegende Terrassen in den Schottern zu erkennen.

Talriegelbildung, Zerrüttung und Bergsturz.

Zu Pfingsten 1931 wurden einige bisher nicht bekannte Diabasgänge gefunden, die sich durch sehr starke Schieferung auszeichnen. Das ganz dichte, dunkelgraue bis schwärzliche, hellgrau anwitternde Gestein, das ganz zertrümmert und auch sehr reich an Harnischen ist, steht am rechten Hang des Maurach WSW unter P. 1439 in zirka 1130 m an. Seine Mächtigkeit beträgt 15–20 m. Der Diabas fällt ganz flach teils nach N, teils nach O ein, während der Augengneis hier steil nach W einfällt. Der unterste Teil des hangenden Augengneises ist ungemün stark zerrüttet und der liegende ist hier derart gestört, daß Streichen und Fallen an den meisten Stellen nicht mehr erkennbar ist. Die Hangendgrenze des Diabases auf der Südseite des Vorkommens gegen den Augengneis ist ganz uneben.

Von besonderem Interesse sind die Aufschlüsse in der großen Runse etwas weiter talab, O u. ONO ober P. 1037. An der nördlichen Wand dieser Runse liegt in zirka 1080 m ganz zertrümmertes Diabas als eine einheitliche Masse (Fig. 33) im Hangenden und Liegenden von Bergsturzmaterial umgeben. Seine Fortsetzung nach unten ist durch Hangschutt

verhüllt. An der Südwand dieser Runse zeigt sich deutlich, daß hier mehrere Schollen von zertrümmertem Diabas ganz (von allen Seiten umgeben) in der Bergsturzmasse liegen. Im oberen Teil dieser Masse (Fig. 34 links oben) findet sich ein ganz gewaltiger, aber völlig zertrümmerter Augengneisblock, und auch im unteren Teil unter dem kleinen Diabasvorkommen ist ein noch mehrere Kubikmeter großer Block ähnlicher Beschaffenheit. Teilweise ist die Bergsturzmasse hier ganz fein, sogar sandig und fast weiß und enthält eckige Stücke verschiedener Größe. Sehr eigenartig ist das Vorkommen der gelblichgrauen sandig-

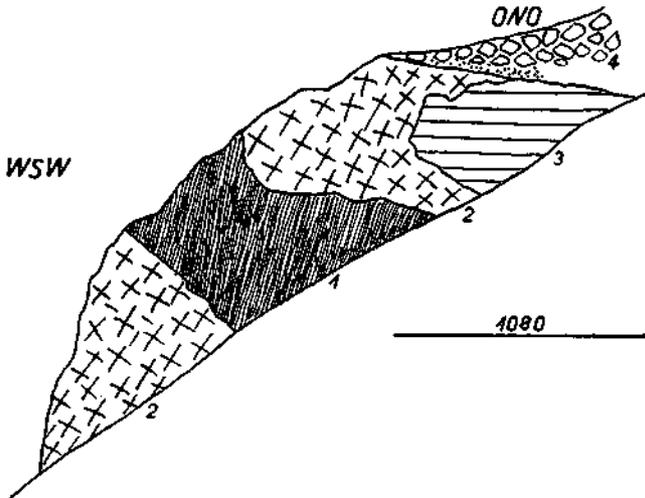


Fig. 33. Die nördliche Wand in der großen Runse ostnordöstlich ober P. 1037, gesehen von Süden. 1 = ganz zertrümmerter Diabas; 2 = Bergsturzmasse; 3 = riesiger Augengneisblock; 4 = Haldenblockwerk, nach oben an Größe abnehmend, unten Blöcke bis 1 m Durchmesser, eckig oder etwas kantengerundet; Punkte = feinerer Schutt. Aufschlußhöhe zirka 20 m.

lehmigen Masse mit moränenähnlichem Aussehen, die ganz erfüllt von kleinen bis über 20 cm großen eckigen Diabasstücken ist. Auf der Südseite dieser Runse stehen schön geschichtete Sande und auch größerer eckiger Schutt an, die beide etwa 35° nach W einfallen.

Es ist nicht zu entscheiden, ob diese Diabasschollen mit dem Bergsturzmaterial von W herabgekommen sind oder ob sie vielleicht doch von einem Gang aus der Nähe stammen. Auffällig ist jedenfalls die fast gleiche Höhe mit dem Vorkommen WSW unter P. 1439. Zwischen den beiden Vorkommen sind die Talhänge mit Haldenblockwerk bedeckt.

Ein weiteres Vorkommen von solchen Diabasen findet sich OSO unter P. 2241, auf der Ostseite des sich vom Schartle zur Hohen Seite nach S ziehenden Bergrückens in zirka 1880 m. Der hier schlecht aufgeschlossene Diabas ist etwa 10—15 m mächtig und streicht N 43° O corr. und fällt 27° O. O unter P. 2241 finden sich im Schutt in zirka 1860 m ziemlich häufig Stücke dieses Diabases. Diese kommen nach S bis etwa O unter P. 1909 vor.

Am Südrand der großen Blockhalde im Maurach O unter P. 1365 steht nur ganz dicht gepacktes Blockwerk an, das in einer Höhe von etwa 1230 *m* ganz fein wird. In der Mitte dieser Halde reicht der zerrüttete anstehende Augengneis spornartig bis in diese Höhe herunter, während er am Nordrand dieser Halde nur bis etwa 1240—1250 *m* herabreicht. Darunter steht ebenfalls grobes Bergsturzblockwerk in dichter Packung an. In 1220—1230 *m* folgt viel feineres Material, das auf Entfernung einer Grundmoräne sehr ähnlich sieht, aber ganz aus eckigen Augengneisstücken, Grus und Sand besteht. Vereinzelt kommen auch größere eckige Stücke mit 30—40 *cm* Durchmesser vor. Gerundete Stücke fehlen und die Verfestigung des ganzen Bergsturzschuttes ist viel geringer als bei Grundmoräne. Der Übergang nach abwärts vom groben ins feine Bergsturzmaterial und von diesem wieder ins grobe

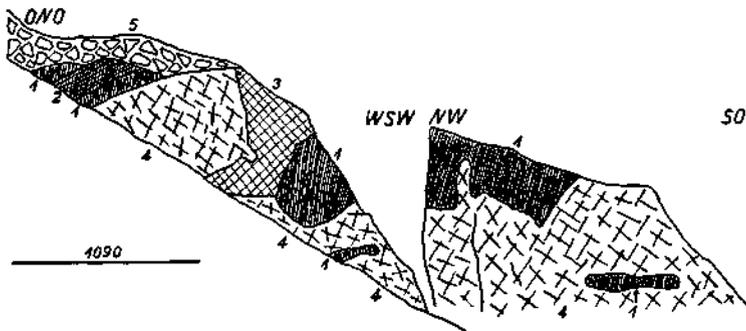


Fig. 34. Die südliche Wand in der großen Runse ostnordöstlich ober P. 1037, gesehen von N und ein Teil des nach S anschließenden Hanges von SW gesehen. 1 = ganz zertrümmerter geschieferter Diabas; 2 = ganz zertrümmerter geschieferter Diabas mit erdigen Lagen, die kleinere eckige Diabasstücke enthalten; 3 = gelblich-graue sandig-lehmige Masse, die moränenähnliches Aussehen hat und ganz erfüllt von kleinen bis über 20 *cm* großen eckigen Diabasstücken ist; 4 = Bergsturzmasse; 5 = lose liegendes, mittelgrobes Augengneisblockwerk, das von O herunter gefallen ist.

erfolgt allmählich. Einzelne Partien, besonders die östlichen, sind reicher an Sand und ärmer an Gneisstücken und dementsprechend auch fester. Diese erinnern noch mehr an Grundmoräne, zumal sich auch einige Stücke finden, die etwas kantengerundet sind. In etwa 1180 *m* darunter beginnt wieder sehr stark zerrütteter Augengneis, der bis auf 1140 *m* hinunter aufgeschlossen ist.

Das Hinabreichen des Bergsturzblockwerkes O von der Brücke, P. 1037, bis fast auf den Talboden spricht dafür, daß hier das Tal wahrscheinlich schon vor der Katastrophe bis zur heutigen Tiefe eingeschnitten war. Eine etwas größere frühere Tallichte (22, S. 244) ist hier sehr wahrscheinlich. Bei den nach W und nach O reichenden Felsspornen N und S von P. 1081 war das Tal vor der Katastrophe höchstens bis auf etwa 1140 *m* herab eingeschnitten, und bei der oberen Brücke lag die Sohle sicher noch höher. Hier, wo auf beiden Seiten der anstehende Fels zutage tritt, ist natürlich eine frühere größere Tallichte ausgeschlossen.

Die Annahme von W. Hammer, daß die heutige Schlucht erst nach dem Bergsturz (22, S. 244) eingetieft worden sei, ist durchaus begründet, wie vor allem das Vorhandensein des riesigen Schuttkegels am Nordende der Schlucht beweist. Man kann leicht mit einer 300 m tiefen Erosion nach dem Bergsturze das Auslangen finden, wobei zu berücksichtigen ist, daß zu einem großen Teil nur das Bergsturzmateriale ausgeräumt wurde und daß sich nur auf einer ziemlich kurzen Strecke die Ache etwa 50—60 m tief in den zerrütteten Augengneis eingeschnitten hat.

A. Pencks Annahme (27, S. 224), daß die Ache zwischen Längenfeld und Tumpen nirgends anstehenden Fels anschneide, wurde schon von N. Lichtenecker widerlegt, der angibt (22, S. 241/242), daß der Bach am Grund der Maurachschlucht oberhalb und unterhalb der Brücke P.1081 in anstehenden Fels erodiert. Dagegen kommt es mehrfach vor, daß auf einer Seite Anstehendes bis an den Fluß, bzw. an die Straße herabreicht. Allenthalben ist hier die Talsohle sicher nur wenige Meter tief verschüttet.

Der Augengneis ist nicht überall im Maurach gleich stark zerrüttet (27, S. 221). Die oberhalb und unterhalb der unteren Brücke gegen die Ache als Sporn vorspringenden Gneise sind etwas festere Gesteine (siehe auch unter Terrassen!).

Im Maurach selbst ist an allen besseren Aufschlüssen eine scharfe Trennung von zerrüttetem Anstehenden und Bergsturz (27, S. 222) ohne weiteres durchführbar. In der Schlucht geht das zerrüttete Gestein nicht allmählich in den Bergsturz über, sondern wird längs einer meist gut erkennbaren Grenze vom Bergsturzmateriale überlagert. Wohl aber findet am Wolfseck ein allmählicher Übergang des zerrütteten Gesteins in grobes Blockwerk statt.

Die hochgradige Klüftigkeit des Granitgneises (27, S. 222) beschränkt sich nicht nur auf das Maurach, sondern ist eine Eigenschaft der meisten kristallinen Gesteine. Im Maurach aber sind die vorhandenen Klüfte teils aufgerissen worden, teils haben ihnen entlang Verschiebungen stattgefunden und teilweise wurde das Gestein auch grobkataklastisch zermümmert.

Gegen die Annahme, daß das Maurach das Trümmerwerk eines bloßen Bergsturzes sei, spricht nach A. Penck (27, S. 222) der Umstand, daß die Ostseite des Maurach die größte Höhe erreicht und daß gerade hier am Wolfseck die zusammenhängendsten Felspartien auftreten, während man sonst an der Stirn eines Bergsturzes einzelne Tomahaufen besonders weit gewanderten und zerkleinerten Schuttes antrifft. Tatsächlich finden sich aber solche von A. Penck geforderte Tomahaufen bei Sennhof und SW von Lehen. Diese werden bei der Unterlagerung der Stauseesedimente von Niederthei besprochen.

In Übereinstimmung mit N. Lichtenecker (22, S. 243) habe ich an den beiderseitigen Hängen zwischen den Brücken P. 1081 und P. 1108 nur Haldenschutt beobachten können (eckige Stücke) und keine Gerölle. N ober P. 1108 findet sich über dem zerrütteten Augengneis eine Schutthalde, die den Anschein erweckt, als ob der Haldenschutt

nach S einfallen würde, da hier nur mehr der südlichste Teil einer nach W fallenden Halde erhalten ist. Tatsächlich ist das Fallen nach W gerichtet.

Im obersten Teil der großen Aufschlüsse W ober P. 1108 ist der anstehende Augengneis derart zerrüttet, daß Klufmessungen hier wertlos gewesen wären.

N des „W“ von Wolfseck, WSW unter P. 1648 findet sich eine größere Insel von anstehendem, vom Gletscher abgeschliffenem, aber ganz zertrümmertem Augengneis. Auch O davon kommt an mehreren Stellen Augengneis ähnlicher Beschaffenheit vor, doch ist hier eine Trennung zwischen diesem und dem Bergsturzmateriale, das von W gekommen ist, sehr schwierig und unsicher. Die Erkenntnis, daß es sich bei den Blöcken z. T. nicht um von W gekommenen Bergsturz handeln kann, sondern um an Ort und Stelle entstandenes Blockwerk (z. B. auf den Hügeln O von P. 1648), ist darauf zurückzuführen, daß es verschiedentlich mehr inselartige Vorkommen von verhältnismäßig wenig gestörtem Augengneis gibt, die sich gleichzeitig auch durch starke Abschleifung durch den Gletscher auszeichnen. Sichere Rillen sind nur mehr an wenigen Stellen erhalten. Nach den Rändern zu wird die Lagerung der diese Rundhöcker zusammensetzenden Blöcke ganz allmählich immer unregelmäßiger und geht langsam in eine vollkommen regellose über. Nur dort, wo dieser allmähliche Übergang verfolgt werden kann, ist eine sichere Deutung dieser Blöcke möglich. Entscheidend dabei ist auch das Vorhandensein von aus ihrer ursprünglichen Lage gedrehten, teilweise sogar überkippten Schiffsflächen, die bedeutende Größe der Blöcke und der Mangel feineren Materials, wie es sich beim Bergsturz fast überall findet. Die von N. Lichtenecker (22) auf Tafel XXXVIII, Bild 2, abgebildeten Riesenblöcke sind gar keine Bergsturzböcke, sondern sie sind bei der Zerrüttung in riesige Blöcke zerfallene Rundhöcker. Deshalb fehlt hier auch das feinere Zerreibsel.

Mitunter ist sehr gut zu erkennen, daß die großen Blöcke an Ort und Stelle auseinandergefallen sind, besonders wenn man sieht, daß die Bruchflächen genau zusammenpassen. An einer kleinen Stelle O von P. 1648 sind unter solchen gewaltigen Blöcken auf engem Raume viele sehr gut gerundete, meist kleine Gerölle zu finden. Es ist hier auch reichlich feiner Sand dazwischen, aber keine Spur von Lehm. In der Nähe findet sich ein zwischen zwei sehr großen Blöcken eingeklemmter gut gerollter 25 cm langer Block. Diese Gerölle stellen zweifellos Reste einer interglazialen Einschotterung dar. Bei der Zertrümmerung der Rundhöcker sind sie in die Tiefe gefallen.

Auch N und NW von P. 1699 finden sich verschiedene, z. T. größere Inseln von anstehendem Augengneis, heute mehr oder minder stark zerrüttete Rundhöcker darstellend. Die Oberfläche solcher benachbarter Rundhöcker differiert aber oft auch bei ganz geringer horizontaler Entfernung derart beträchtlich, daß man unbedingt entweder mit verschiedenen großen Beträgen der ursprünglichen Hebung oder der darauffolgenden Senkung rechnen muß. Dafür sprechen unbedingt auch die von A. Penck (27, S. 221) erwähnten tiefen Löcher zwischen den Riesenblöcken.

Es ist nicht richtig, daß man namentlich gegen Wiesle hin Riesenblöcke von 50 m Höhe (27, S. 221) auf dem Kopf stehen sieht. Diese Blöcke sind vielmehr autochthon und zeigen an ihrer Oberfläche meist deutliche Gletscherschliffe. Vielfach sind sie auch kaum aus ihrer ursprünglichen Lage herausgedreht worden, wie die Streckachsen des Augengneises mitunter erkennen lassen. Ohne allen Zweifel sind diese mitunter ganz kolossale Dimensionen erreichenden Blöcke, die besonders N und NW von Wiesle ziemlich häufig vorkommen, bei der Zertrümmerung stehengebliebene Reste der ehemaligen ungestörten Augengneismasse. Keinesfalls handelt es sich aber bei den vielfach wie Türme dastehenden Blöcken um von W herübergekommene Bergsturzböcke.

Wohl aber stehen kleinere, ebenfalls noch viele Kubikmeter große Blöcke auf dem Kopf oder sind wenigstens stark aus ihrer ursprünglichen Lage gebracht, was teils an der Lage der Streckachsen, teils an der der Schlißflächen zu erkennen ist. A. Penck (27, S. 221) führt zwar an, daß manche Blöcke auf einer Seite glaziale Rundung zeigen und sich als Trümmer einer gesprengten Rundhöckerlandschaft erweisen. Er gibt aber nicht an, daß diese Blöcke an Ort und Stelle entstanden sind. Sie sind weder durch den Bergsturz hierhergekommen noch durch die von A. Penck angenommene Explosion.

N. Lichtenecker (23, S. 175) gibt an, daß in den höheren Teilen des Tauferer Berges (in dem Sattel S. des Wolfseck und am Ostabhang der Kuppe des Wolfseck [22, S. 246]) Inseln von gigantischem Blockwerk inmitten unberührter, ruhiger, von Moränenmaterial (in Wirklichkeit sind es Reste von Terrassenschottern, siehe oben!) überkleideter Oberfläche liegen. N. Lichtenecker hat hier übersehen, daß das wenn auch intensiv zerklüftete, aber noch immer als zusammenhängende Masse erkennbare Gestein, das vorher vom Eis in wunderbarer Weise zu Rundhöckern abgeschliffen wurde, nach außen allmählich in vollkommen regellos gelagertes Blockwerk übergeht. Sonst hätte er unmöglich die Annahme machen können, daß diese Riesenblöcke hierher nur durch die Luft geflogen sein können (23, S. 175, 179).

Am Weg von Wiesle gegen P. 1152 ist in zirka 1500 m auf einer kleinen Fläche unter dem Bergsturzschild mylonitischer Augengneis und Amphibolit aufgeschlossen. In zirka 1460 m darunter liegt so viel Amphibolitschutt herum, daß es nicht ausgeschlossen ist, daß auch hier Amphibolit unter dem Bergsturz ansteht.

Das Gelände zwischen Wiesle und P. 1699 und auch die ganze Umgebung von P. 1699 ist für Klufmessungen ganz ungeeignet, da hier nur auf ganz kleinen Flächen das anstehende Gestein zutage tritt und dementsprechend auch zu wenig Klüfte vorhanden sind.

Auf der Köfeler Terrasse gibt es keine Rundhöcker, die sich in Schwärmen anordnen (27, S. 220), wohl aber kommen am Tauferer Berg, wie schon gezeigt wurde, solche neben den Bergsturzhäufen vor.

Der Saum des Maurach grenzt wohl gegen die unteren Partien des Wurzberges scharf ab (27, S. 221), wie es der Damm S vom Wolfseck gegen den Abfall des Hämmerackkogels tut (dies ist hier die Grenze zwischen zerrüttetem und unzerrüttetem Gebiet, siehe Fig. 3), aber diese Grenze ist weder eine Grenze des Bergsturzes gegen SSW noch eine

solche des Schüttergebietes. Der in der geologischen Spezialkarte eingetragene, von Pürsting nach W hinaufziehende Augengneis kann nur an wenigen Stellen in meist geringer Ausdehnung unter dem Bergsturzblockwerk als anstehend wahrgenommen werden.

Der Augengneis O vom Rechenstiel ist an Ort und Stelle zu wirt durcheinanderliegendem Blockwerk zertrümmert worden. Es finden sich hier ebensowenig wie bei dem Vorkommen W ober Pürsting, das auf seiner Nordwestseite von Schutt begrenzt wird, keine für Klufmessungen geeigneten Stellen. Auch oberhalb des Schuttes sind die östlichsten Partien unter P. 2455 zunächst noch stark gestört, und erst weiter oben nimmt der Grad der Zerrüttung allmählich ab. Auch der Schiefergneis W ober P. 1151 ist noch etwas zerrüttet.

Während die Grenze des Zerrüttungsbereiches gegen den unzertrütteten Bereich am Südfuß des Narrenkogels, am N-NW- und W-Fuß des Hämmerachkogels (Fig. 3) und auf der Ostseite unter dem Wenderkogel ganz scharf und deutlich entwickelt ist, ist dies W ober der Strecke zwischen Köfels und Äußerer Wurzberger Alm und ganz besonders S der letzteren nicht mehr der Fall. Hier kann nur ein allmähliches Abnehmen der Zerrüttung nach S bzw. W wahrgenommen werden.

Am Schartl und auch an einigen Stellen am Wenderkogel ist der Augengneis stellenweise leicht gestört, indem an vorhandenen Klüften kleine Verschiebungen stattgefunden haben.

Am Rand der Bergsturzmasse NO von Pürsting bis W unter P. 1236 liegt hauptsächlich sehr grobes Blockwerk. N und W von Pürsting kommt im Bergsturzmateriel ziemlich viel Schiefergneis vor.

Besonders WNW des nördlichsten Hauses von Wiuklen finden sich nahe der Grenze gegen die Bergsturzmasse im Talboden verschiedene größere bis mehrere Meter tiefe und auch kleinere trichterförmige Löcher, ähnlich den von N. Lichtenecker (22, S. 241) bei Pürsting beschriebenen.

Das Köfelser Schartl ist nicht auf 1 km (27, S. 222), sondern sogar auf $\frac{1}{2}$ km an den Fundusbach herangerückt. Es ist sicher nicht richtig, daß beim Schartl ein ganzes Kammstück von 1 km Breite fehlt, es dürfte vielmehr nur eine Breite von etwa $\frac{1}{2}$ km gebabt haben.

N. Lichtenecker (22, S. 230) hat sicher recht, wenn er sagt, daß es aussieht, als ob die höheren Teile des rechten Fundustalanges fehlten. Die ganzen Hangpartien machen unbedingt den Eindruck, daß der O-Teil durch Absturz entfernt wurde. Diese Wahrnehmung macht man auch vom Fundussee aus für die Hangteile zwischen P. 2273 und den kleinen Erhebungen am Grat N des Schartels.

An der Stelle der Nische (27, S. 222) braucht sich durchaus keine übersteile Hangpartie befunden haben. Es wird sicher auch keine solche dagewesen sein. Selbst wenn man über den großen Harnischen des Wenderkogels noch ziemlich bedeutende Augengneismassen annimmt, erreicht ihr Neigungswinkel nur gegen 45° . Aber schon die Zerrüttung der Augengneismasse des Maurach und seine Emporhebung ist hinlänglich genug Veranlassung für einen Bergsturz. Für den süd-

lichen Teil dieser Nische würde wohl jede Veranlassung fehlen, sobald man sie als Ausbruchsstelle eines Bergsturzes (ohne Erschütterung) ansehen will, nicht aber für den Nordteil derselben, da hier die Hänge noch heute so steil sind, daß unter besonders günstigen Verhältnissen ein Bergsturz losbrechen könnte.

Es kann gar keine Rede davon sein, daß eine Nische (27, S. 222) in den Berg hineingesprengt worden ist, wobei deren Material auf die andere Talseite nicht nur hinübergeschleudert, sondern auch in zusammenhängenden Partien herübergeschoben worden ist. Wenn wir in der Nische die eine Wandung des Maares (27, S. 223) vor uns hätten, müßten sich vor allem die bei dieser Bildung entstandenen radialen und konzentrischen Klüfte nachweisen lassen, die hier aber keinesfalls vorhanden sind. Nach A. Penck ist der im Maurach, am Tauferer Berg und am Wolfseck befindliche zerrüttete Augengneis nicht anstehend, sondern hat bei der Explosion eine Ortsveränderung erfahren. In Wirklichkeit ist aber an der Tatsache, daß es sich an den vorhin genannten Stellen um anstehenden, allerdings stark zerrütteten Augengneis handelt, gar nicht zu zweifeln. Die Lage der Streckachsen des Augengneises zueinander ist nicht so ungleichmäßig (Fig. 3), als daß das Maurach das zum Explosionstrichter zugehörige Trümmerfeld darstellen könnte. Das Vorkommen der zahlreichen Rundhöcker in der Umgebung des Wolfseck (wohl noch im Explosionstrichter gelegen) ist unmöglich im Sinne A. Pencks zu erklären. Die Rundhöcker können nach diesem Autor nur von W gekommen sein. Da aber die Streckachsen des Augengneises an diesen Rundhöckern ziemlich steil nach W einfallen, ihre Oberfläche aber meist ziemlich sählig liegt, können sie auch nicht von den unteren Teilen der Ostabhänge zwischen Wenderkogel und Wurzburg bezogen werden, sondern sie könnten nur aus einer Region oberhalb des heutigen Grates stammen, wo aber alles nur auf ein steiles Kammstück und gar nichts auf weite Verflachungen schließen läßt. Es wäre auch ganz unwahrscheinlich, daß die Rundhöcker derart ungestört auf der anderen Talseite hätten abgelagert werden können. Diese Überlegungen beweisen eindeutig, daß die Annahme von A. Penck ganz unmöglich ist.

N. Lichtenecker gibt gegen eine Verschiebung des Maurachgneises (22, S. 248), wie sie A. Penck annimmt, die Gleichmäßigkeit von Streichen und Fallen, das Korrespondieren von Terrassen am Nordende des Tauferer Berges mit solchen am Westabhang des Narrenkogels und das Vorhandensein der Schlucht vor der Katastrophe an.

Das Streichen und Fallen der Schieferungsflächen des Augengneises ist, wie W. Hammer mit Recht betont (16, S. 86), nicht so gleichmäßig, wie N. Lichtenecker (22, S. 248) angibt und auch später (23, S. 174) noch einmal zu beweisen versucht. Dies zeigen auch die von mir durchgeführten Messungen der Lage der Schieferungsflächen und der Streckachsen, die in Fig. 3 und in Diagramm Fig. 35 dargestellt sind. Die Angaben von W. Hammer (16, S. 86) stimmen mit meinen Beobachtungen ganz überein. Nur am Wolfseck und O vom Sattel ober Wiesle konnte ich keine fast sählige Lage des Augengneises feststellen. N der Brücke P. 1081 hat N. Lichtenecker saiger stehende Kluft-

flächen für Schichtflächen (22, S. 243) gehalten. Im Jahre 1930 (23, S. 174) gibt der gleiche Autor oberhalb derselben Brücke mittelsteiles Einfallen gegen NW an. Auch das stimmt nicht, siehe Fig. 3.

Eine Parallelisierung der vorhin erwähnten Terrassen miteinander ist schon wegen ihrer verschiedenartigen Entstehung (siehe oben!) nicht möglich. Daß die Schlucht eingedrückt worden wäre, wenn die Gneis-

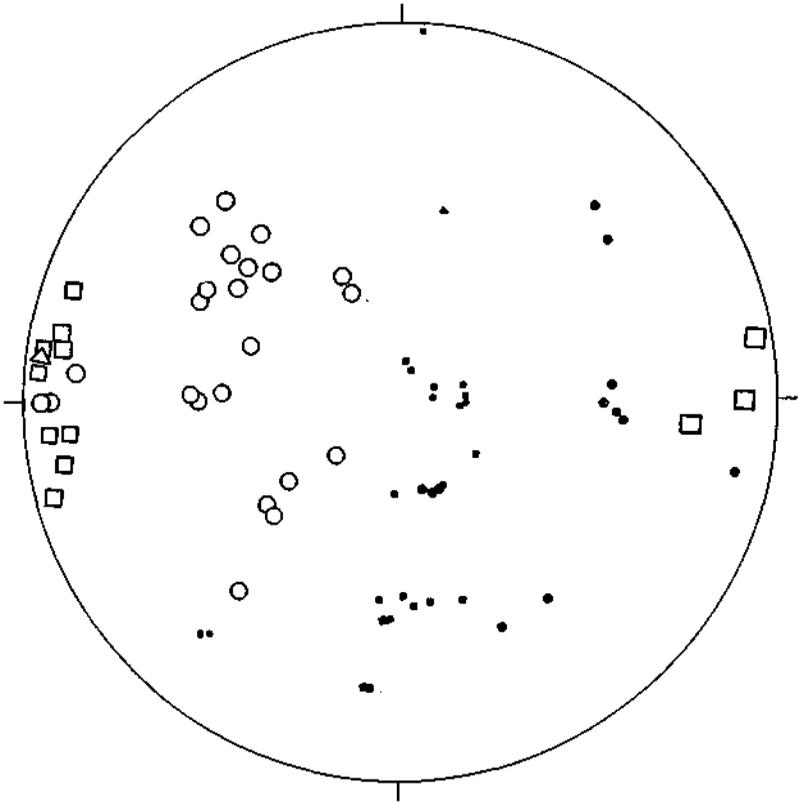


Fig. 35. Dieses Diagramm stellt die Lage der Schieferungsflächen und der Streckachsen im Riegelgebiet dar. Kreise = die Durchstichpunkte der Streckachsen im zerrütteten Gebiet, Quadrate im ungestörten Gebiet, Dreieck im Granodioritgneis bei der Brücke unter der Auplatte; runde Punkte = die Pole der Schieferungsflächen im Zerrüttungsgebiet, quadratische im ungestörten Gebiet, dreieckiger im Granodioritgneis bei der Brücke unter der Auplatte.

massen disloziert sein sollen, ist sicher richtig. Wenn ein Explosions-trichter (22, S. 248) entstanden wäre, wäre natürlich jede vorhandene Schlucht zerstört worden.

Die von W. Hamner (16, S. 88/89) angeführten Argumente gegen die Annahme eines gewaltigen Sprengtrichters sind unbedingt stichhältig. Auch die verschiedenen Gleitflächen an den Ostabhängen zwischen Wenderkogel und Schartel passen nicht mit der Annahme eines Maeres zusammen.

Die Ausbruchsnische erstreckt sich ziemlich genau senkrecht zum allgemeinen Streichen der Streckachsen des Augengneises. Obwohl W der Ötztaler Ache teilweise ein Abbiegen der Schieferung in die meridionale Streichrichtung erfolgt, wird die Lage der Streckachsen dadurch gar nicht beeinflusst.

Es ist durchaus möglich, daß die Trümmer des Lärchbüchels aus einer kleinen Bergsturzsnische W über der Brücke P. 986 stammen, wie N. Lichtenecker (22, S. 241) angibt. Daß aber die Loslösung dieser Massen N vom Wenderkogel bei der nach O gerichteten Lage der Nische sichtlich durch das steile Nordfallen begünstigt wurde, ist ganz unbegründet. Der schon von W. Hammer (12, S. 333) und A. Penck (27, S. 224) erwähnte Tomahaufen des Lärchbüchels zeigt uns, daß wahrscheinlich große Flächen in der Gegend von Umhausen und N davon unter den Schuttkegeln der Ötztaler Ache und des Stuibnbaches von Bergsturzmaterial eingenommen werden.

Ein Unterschneiden der Gehänge durch die Ache an ihrer Westseite (22, S. 247) hat sicher nicht stattgefunden. Das Erkennen einer alten Krümmung des Laufes der Ötztaler Ache ist bei den im Maurach gegebenen geologischen Verhältnissen ganz ausgeschlossen.

Die Annahme von N. Lichtenecker (22, S. 251), daß der Bergsturz allein die Zertrümmerung im Riegelgebiet hervorrufen konnte, ist wohl unmöglich. Der Aufprall eines Bergsturzes auf eine feste Gesteinsmasse ist weder imstande, offene Klüfte zu erzeugen, wie sie in der Umgebung des Wolfseck vorkommen, noch kann er eine Gesteinsmasse einige 100 m tief unter ihre Oberfläche hinab vollständig zertrümmern, wobei es von besonderem Interesse ist, daß die Intensität der Zerrüttung nach der Tiefe zunimmt. Gerade in den tieferen Teilen des Maurach (abgesehen von einigen kleinen Stellen, wo der Augengneis massig entwickelt ist, siehe oben!) kommt auch grobkataklastische Zertrümmerung des Granitgneises vor, die so stark sein kann, daß einzelne Gesteinsstücke beim Zerklopfen mit dem Hammer sofort zu Grus zerfallen.

N. Lichtenecker nimmt an, daß weniger unmittelbar durch die Riesenblöcke (die in Wirklichkeit an Ort und Stelle entstanden sind, siehe oben!) als durch den allgemeinen Anprall der Massen die Rundhöckerlandschaft sehr stark erschüttert wurde und daß senkrecht zu der Druckrichtung die großen Spalten aufsprangen, die die einzelnen Rundbuckel zerrissen. Diese Annahme ist verfehlt. Die Flanken der Schlucht und ihr Grund lagen nach demselben Autor (22, S. 252, und 23, S. 175) ja in „Deckung“. Da ist es immerhin merkwürdig, daß gerade in der Schlucht, mit Ausnahme der vorhin erwähnten Felspartien, die intensivste Zerrüttung wahrzunehmen ist. Als weiteren Einwand hebe ich die Tatsache hervor, daß auch der Augengneis W ober Pürsting bis hoch hinauf ober die Äußere Wurzberger Alm stark zerrüttet ist. Diese Erscheinung kann Lichtenecker wohl schwer auf seinen Bergsturz zurückführen, weil gerade diese Hangpartien in „Deckung“ lagen.

Einen weiteren ausgezeichneten Gegenbeweis liefert der Dürrberg im Sautenser Forchet. Dieser aus Schiefergneis bestehende, intensiv vom

Eis abgeschliffene Rundhöcker wurde vom Tschirgantbergsturz überfahren, wie schon O. Ampferer (2, S. 77) angibt, der ebenfalls Blöcke vom Ausmaße des Köfelser Bergsturzes mitführte, ohne daß sogar nicht einmal die Oberflächenpartien am Dürrberg im geringsten beschädigt worden wären. Schlagwunden wurden hier nicht gefunden. Von Interesse ist es auch, daß die Bedeckung durch Bergsturzmateriel, trotzdem eine gewaltige Masse über die Rundhöcker hinweggegangen ist, größtenteils eine ganz geringe ist, nur einen halben, einen oder ein paar Meter beträgt, und daß es größere Flächen, besonders auf der SO-Seite des Berges, gibt, die vollkommen frei vom Bergsturzmateriel sind.

Die Annahme, daß die Höhe des Kamines zwischen Fundustal und Ötztal vor dem Losbrechen des Bergsturzes etwa 200 m mehr als heute betrug (22, S. 251), ist ebenso berechtigt wie die Annahme W. Hammers (16, S. 87), daß auch der Schartlkamm bis P. 2455 ebenso übersteil war wie die Osthänge des Wenderkogels.

Die Richtung der Gleitfläche unter dem Köfelser Schartl und der von mir beobachteten Harnische am Wenderkogel geht natürlich, da sie ja Oberflächenteile der Bergsturnische darstellen, gegen das Zentrum der Köfelser Terrasse. Das deutet aber keinesfalls darauf hin, daß der Steilabfall vor dem Bergsturz einen ähnlichen konkaven Verlauf hatte, wie die Nische ihn heute zeigt (22, S. 251). Die früheren Abhänge zwischen Wenderkogel und Wurzburg liefen sicher parallel zur Talrichtung.

Wenn auch die Massen beim Niederbruch des Kamines etwas konzentrisch nach abwärts stürzten, was nur aus der Form der heute vorliegenden Nische erschlossen werden kann und sonst durch gar nichts zu beweisen ist, so wären die Massen auf der Köfelser Terrasse doch nie auf einen Punkt (22, S. 251) zusammengekommen, sondern immerhin auf einer 800 bis 900 m langen Fläche. Richtig ist es allerdings, daß gerade in der Umgehung des Wolfseck größere Inseln vorkommen, die frei von Bergsturzmateriel sind, teilweise aber aus Blockwerk bestehen, das mitunter gigantische Ausmaße hat. Entweder hat die Bergsturzmasse diese Partien selbst nicht überfahren, indem sie seitlich daran vorbeigegangen ist, oder es sind hier keine Schuttreste liegengeblieben, was auch durchaus möglich sein kann. Die großen Blöcke sind, wie schon oben erwähnt, Reste ehemaliger Rundhöcker. Eine genaue Kartierung dieser Vorkommen wäre natürlich sehr wünschenswert. Es stehen ihr aber große Schwierigkeiten im Wege. Einmal sind die Originalaufnahmesektionen für diesen Zweck viel zu ungenau und andererseits ist das Bergsturzelände ungemein unübersichtlich. Nur dort, wo der allmähliche Übergang der zerrütteten Rundhöcker in wirres Blockwerk zu beobachten ist, läßt sich eine Trennung des von W gekommenen Bergsturzes von den an Ort und Stelle entstandenen Blöcken sicher durchführen. An vielen Stellen ist dies aber nicht möglich.

Wären die Riesenblöcke wirklich durch die Luft geflogen, so müßten sie wenigstens Schlagwunden auf der Oberfläche der Rundhöcker erzeugt haben. Nirgends sind aber solche vorhanden.

In der Bergsturzliteratur konnte ich an keiner Stelle Angaben darüber finden, daß ein von einer Bergsturzmasse überfahrenes anstehendes Gestein irgendwie zertrümmert worden wäre.

Die Annahme, daß nur die etwa NS streichenden Spalten die großen (22, S. 245) seien und die in Ostwest- oder in verschiedenen Richtungen streichenden Spalten die kleinen und von sekundärer Natur seien, ist, wie die beigegebene Tabelle der in der Umgebung des Wolfseck gemessenen Klüfte zeigt, ganz unberechtigt. In dieser Tabelle bedeutet 1—10° Klüfte, die NS corr. bis N 10° O corr. streichen und 91—100° solche, die N 80° W corr. bis N 89° W corr. streichen. In dem Diagramm Fig. 36 ist die Gesamtbreite der in der beiliegenden Tabelle angeführten offenen Klüfte veranschaulicht. Diesem Diagramm ist zu entnehmen, daß eigentlich keine Richtung besonders bevorzugt ist. Richtungen mit viel Klüften zeigen eine große Gesamtbreite der Klüfte und solche Richtungen mit wenig Klüften eine entsprechend geringe. Auch diese Erscheinung läßt darauf

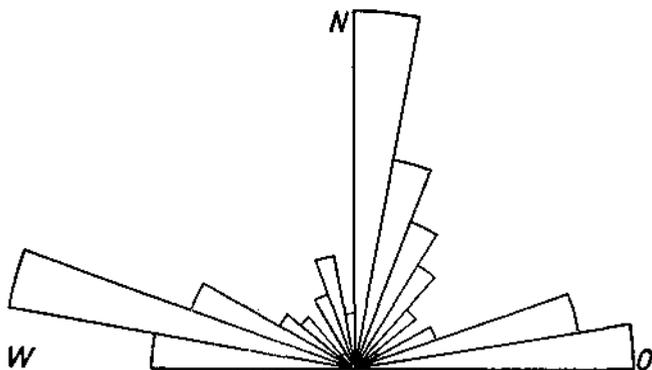


Fig. 36. In diesem Diagramm ist die Gesamtbreite aller in der Umgebung des Wolfseck gemessenen offenen Klüfte veranschaulicht. Dieses Diagramm zeigt, daß die NS corr. bis N 10° O corr. streichenden Klüfte die größte Gesamtbreite haben, die aber von den N 70° W corr. bis N 80° W corr. streichenden Klüften fast erreicht wird.

schließen, daß die Kraft, die die Zerrüttung des Maurachgranitgneises hervorgerufen hat, nur von unten nach oben gewirkt haben kann. Der Tabelle ist auch zu entnehmen, daß bei zahlreichen Klüften eine meßbare Verschiebung einer der Schollen in vertikalem Sinne stattgefunden hat. Diese Verschiebungen werden meist nach den Außenrändern der Rundhöcker zu immer stärker und allmählich erfolgt ein Übergang in regellos liegendes Blockwerk. Bei 25 Spalten erscheint die nördliche Scholle um einen Gesamtbetrag von nicht ganz 5 m gehoben und bei 44 Spalten die südliche Scholle um etwas mehr als 10 m. Eigenartig ist der große Unterschied zwischen nördlichen und südlichen Schollen.

N. Lichteneckers Profil (22, S. 249, Abb. 41) ist zu entnehmen, daß bei einem Absturz der Bergsturzmasse von etwa 2400 m auf 1400—1500 m herunter (auf einer schiefen Ebene, kein freier Fall!) die Blöcke wieder gegen 300 m über die Höhe des Auffallortes nach Art eines Gummiballes in die Luft geschleudert werden und in einem mächtigen Bogen die Maurachschlucht überqueren und zum Teil sogar bis in die Nähe von Lehen fliegen. Wie ist wohl nach dieser Hypothese

	1 bis 10°	11 bis 20°	21 bis 30°	31 bis 40°	41 bis 50°	51 bis 60°	61 bis 70°	71 bis 80°	81 bis 90°	91 bis 100°	101 bis 110°	111 bis 120°	121 bis 130°	131 bis 140°	141 bis 150°	151 bis 160°	161 bis 170°	171 bis 180°
Anzahl der Klüfte	30	22	15	9	11	7	7	16	12	16	28	6	7	2	4	5	6	11
Davon offene Klüfte . . .	27	16	11	7	8	4	6	8	9	11	22	5	6	2	3	4	5	8
Breite der Klüfte von 0 bis . . . <i>cm</i>	75	50	65	60	20	15	30	100	200	60	60	100	34	70	11	60	60	23
Durchschnittliche Klüft- breite zirka . . . <i>cm</i> . . .	18	18	19	23	13	9	19	38	42	25	21	47	19	45	8	26	31	9
Breite aller Klüfte zu- sammen in <i>cm</i>	489	288	211	165	104	35	115	302	374	270	469	234	114	91	24	106	157	72
Bei 1 Klüft oder . . . Klüf- ten liegt die nördliche Scholle um maximal . . . <i>cm</i> höher, durch- schnittlich um . . . <i>cm</i>	3 20 13	3 28 14	3 25 14	. 13 .	1 13 —	1 15 —	1 20 —	3 45 27	1 30 —	1 8 .	. 20 —	1 90 22	2 30 22	5 50 23
Bei 1 Klüft oder . . . Klüf- ten liegt die südliche Scholle um maximal . . . <i>cm</i> höher, durch- schnittlich um . . . <i>cm</i>	8 25 14	2 35 22	3 20 19	2 25 15	4 50 29	1 5 —	1 7 —	2 120 70	2 55 50	4 20 11	5 80 33	2 26 20	3 10 9	1 20 —	1 5 —	1 10 —	1 70 —	1 5 —

das feine Bergsturzmateriel bis in die Nähe von Niederthai gelangt, da N. Lichtenecker (22, S. 248) angibt, daß feineres Zerreibsel zwischen den stattlichen Blöcken fehlen werde?

Sehr lehrreich ist hier der von W. Hammer herangezogene Vergleich mit dem Bergsturz vom Elm (16, S. 92). Aus diesem Grunde füge ich das Profil von Albert Heim (Fig. 37) hier ein. Nach den Verhältnissen am Plattenberg wäre bei Köfels höchstens ein Überfliegen der Maurachschlucht zu erwarten, so daß die Bergsturzmasse am rechten Talhang vielleicht etwas über 1400 m in die Höhe hinaufreichen würde. Da aber kein Zweifel besteht, daß die Maurachschlucht durch die Bergsturzmassen zugeschüttet wurde, ist es auch sicher, daß diese Massen zum größten Teil geflossen sind und daß gerade in der Niedertheier Gegend das Fließen der Schuttlunge (22, S. 247) geendet hat.

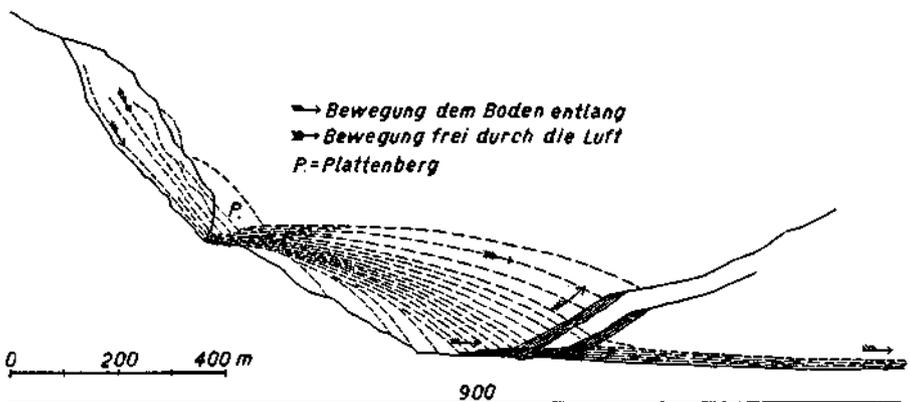


Fig. 37. Bewegungslinien der Felstrümmer beim Bergsturz von Elm nach A. Heim (17, Taf. IV, Fig. 3).

Da die Ostwand des Wenderkogels einen riesigen Harnisch aufweist, hatte auch dieser Gipfel vor der Katastrophe sicher eine größere Höhe, so daß es auch für den Schartlkamm wahrscheinlich wird, daß er noch ein Stück über den ehemaligen Gipfel des Wenderkogels hinausgeragt hat. Eine Höhe von 2300—2400 m für den ehemaligen Kamm in der Umgebung des Schartels ist sicher nicht zu viel. Bei dieser Höhe des Abrißrandes des Bergsturzes ist es durchaus möglich, daß die Bergsturzmasse, nachdem sie die alte Schlucht zugeschüttet hatte, auf der gegenüberliegenden Talseite 250—300 m emporgebrandet ist. Beim Bergsturz von Engelberg (18, S. 433) ist die Bergsturzmasse von dem über 2448 m noch emporragenden Abrißrande am Laubersgrat abgestürzt und am gegenüberliegenden Gehänge bis Bergli (1341 m) und Obhag (1600 m), das ist 300—600 m über die Talsohle hinaufgebrandet. Die für den Köfelser Bergsturz angenommenen Werte sind also sicher nicht unwahrscheinlich.

Die in der geologischen Spezialkarte (Blatt Ötztal) eingezeichneten Bergsturzmassen bedecken ein Gebiet von etwa 8·9 km², wobei allerdings angenommen ist, daß auch der anstehende Augengneis vom Blockwerk

bedeckt ist, was wohl zum Teil, keineswegs aber überall der Fall ist. Bei dem angegebenen Flächeninhalt sind die unter den Seesedimenten, Alluvionen und Schuttkegeln liegenden Teile der Bergsturzmasse gar nicht berücksichtigt, so daß die von W. Hammer (16, S. 47) angegebene Zahl von 12 km^2 sicher nicht zu groß ist. Verbindet man das Oberende des Abrißgebietes mit dem Unterende des Ablagerungsgebietes, so beträgt diese Böschung beim Bergsturz von Köfels (bei einer ehemaligen Kammhöhe von 2400 m) etwa 8° , beim Bergsturz vom Deyenstock (Glarus) nach Em. Kayser (19, S. 464) 6° , Ranti (Glarus) 7.5° und beim Flimser Bergsturz (Graubünden) 8° .

Der Unversehrtheit des Gneises des Wenderkogels (22, S. 252) steht eine Zerrüttung des Maurach durch magmatische Hebung keinesfalls im Wege. Richtig ist, daß am Naderberg nur eine dünne Decke von Bergsturzmaterial (siehe auch 22, S. 241) den Augengneis bedeckt.

Auch die in gleicher Weise erfolgte Deutung der Klüfte bei Pipurg durch N. Lichtenecker (22, S. 252/253) ist unwahrscheinlich.

Der Riegel des Maurach stellt nur dann eine Härteschwelle (22, S. 253) dar, wenn man annimmt, daß er immer als solcher in der heutigen Höhe vorhanden war. Die heutige hohe Mündungsstufe des Hajrlachbaches ist nur auf die magmatische Hebung (siehe oben) und auf den Bergsturz zurückzuführen. Aller Wahrscheinlichkeit nach ist vor der Köfeler Katastrophe die Härteschwelle am Ausgange des Hajrlachtales bei Lehen nicht besonders hervorgetreten.

Die Klüftmessungen erbringen eine ausgezeichnete Bestätigung der bei den Begehungen und beim Messen selbst gemachten Beobachtung, daß bei der Zerrüttung der Augengneismasse keine neuen Klüftsysteme von irgend größerer Bedeutung gebildet wurden. Im Zerrüttungsbereich und außerhalb desselben herrschen im wesentlichen die gleichen Klüftrichtungen. Bei der Zertrümmerung der Augengneismasse wurden hauptsächlich die schon vorhandenen Klüfte benutzt. Längs dieser Klüfte fanden die Verschiebungen einzelner Blöcke oder größerer Gesteinspartien statt, was vielfach deutlich zu erkennen ist. In den oberflächennahen Lagen, die im Verhältnis zur Mächtigkeit der zerrütteten Zone ganz dünn sind, etwa 20 bis höchstens 30 m , wurden die größtenteils vorher schon vorhandenen Klüfte geöffnet. Die Bewegung, die diese Zerrüttung hervorgerufen haben kann, kann nur von unten erfolgt sein.

Die vorhandenen Klüftsysteme stimmen keinesfalls mit denen eines Explosionstrichters überein. Würde tatsächlich ein Explosionstrichter vorliegen, dann müßten sich vor allem auch radiale und konzentrische Klüfte nachweisen lassen, was aber keineswegs der Fall ist. Alle Erscheinungen weisen eindeutig darauf hin, daß die Kraft, die die erwähnten Zerrüttungen hervorgerufen hat, nur eine von unten nach oben wirkende gewesen sein kann. Nur die von W. Hammer angenommene magmatische Hebung (12, S. 341) ist imstande, die hier beobachtbaren Verhältnisse eindeutig zu erklären.

Betrachtet man von den unliegenden Bergen aus die zwischen Wenderkogel und Wurzburg liegende Nische, so ist die von A. Penck (26 und 27) angenommene Erklärung als Teil eines riesigen Sprengtrichters zunächst sehr bestrickend. In diesen Sprengtrichter passen die schon

erwähnten riesigen Rutschflächen, die ganz beträchtliche Teile seiner heutigen Oberfläche einnehmen, gar nicht hinein. Ebenso spricht das Resultat der Klufmessungen absolut dagegen.

Wenn man von den umliegenden Bergen ins Tal hinuntersieht, macht man noch eine andere interessante Beobachtung, die auch alle vorliegenden topographischen Karten vollkommen bestätigen. Es zeigt sich nämlich die bis heute ganz unbeachtet gebliebene Erscheinung, daß die beiderseitigen Talhänge sowohl oberhalb des Riegels als auch unterhalb desselben ausgezeichnet zusammenpassen, sobald man sich den Riegel entfernt denkt (Fig. 3). Das Maurach ist ein in die Landschaft des Ötztales gar nicht hineinpassender Fremdkörper. Sicher hat früher das heutige Becken von Umhausen mit dem von Längenfeld zusammen einen einheitlichen großen Taltrog gebildet (in gleicher Weise, wie heute das Längenfelder Becken als einheitlich aufgefaßt wird, obwohl es gar nicht ausgeschlossen ist, daß dieses unter dem Talschutt liegende Becken durch kleinere Riegel wieder unterteilt wird) und erst nachträglich sind durch die Emporhebung der Augengneismasse des Maurach zwei getrennte Becken entstanden. Der Angabe von A. Penck (25, S. 302/303) kann man wohl entnehmen, daß auch dieser Autor ein vor der Katastrophe einheitliches Becken angenommen hat. Der heutige Talboden ist bei Winklen und bei Umhausen fast ganz gleich breit und verschmälert sich sowohl nach N als auch nach S hin ganz beträchtlich. Die Grenzlinie des ebenen Talbodens gegen den Berghang läßt sich zu beiden Seiten des Riegels auf der westlichen wie auf der östlichen Talseite durch eine fast gerade Linie verbinden, die den Talverlauf vor der Hebung des Riegels veranschaulicht (Fig. 3).

Was nun die Höhe der Emporhebung anbelangt, so hat mich schon im Jahre 1930 Herr Hofrat O. Ampferer in dankenswerter Weise darauf aufmerksam gemacht, daß man mit einem Betrag von mehreren 100 m rechnen müsse. Um einen einigermaßen wahrscheinlichen Wert zu bekommen, muß man zunächst wissen, wie tief das Längenfelder und das Umhausener Becken zugeschüttet ist. Sehr auffällig ist die ganz bedeutende Breite des heutigen Talbodens im Längenfelder Becken. Ein Vergleich mit dem Inntal zeigt uns, daß erst in der Gegend von Silz — und hier nur auf eine kurze Strecke — und dann erst wieder von Telfs angefangen innabwärts das Inntal eine Breite erreicht, wie sie das Becken von Längenfeld besitzt.

Durch den unterhalb von Sölden liegenden Teil des Ötztales wurde eine Serie von Querprofilen gezeichnet und versucht, die Höhe der Einschotterung der verschiedenen Becken zu ermitteln, indem die Talhänge in der Weise nach unten verlängert wurden, daß Talquerprofile, wie sie im Öztal in der Nähe im Anstehenden vorkommen, nach unten angefügt wurden. Selbstverständlich hatten dieser Methode sehr große Fehler an, aber es ist doch die einzige Möglichkeit, ein Bild vom Untergrund des Tales zu bekommen, da ja die exakten Methoden der Tiefbohrung und der Echolotungen wegen der großen Kosten nur bei praktischen Fragestellungen zur Anwendung gelangen.

Auf diese Weise erhält man für das Becken von Längenfeld eine Tiefe von allerwenigstens 250 m. Selbst wenn man das Gefälle, das

zwischen dem Nordrand des Söldener Beckens und dem Weiler Bruggen herrscht, sich talab fortgesetzt denkt, erhält man für den Talboden in der Gegend von Winklen nur mehr eine Höhe von 1050 *m*. Natürlich ist dieser Wert noch viel zu hoch, da man unbedingt mit einem steileren Gefälle rechnen muß. Nimmt man zwischen dem Weiler Bruggen und der heutigen Oberfläche von Ötz ein einheitliches gleichmäßiges Gefälle an, so würde in der Gegend von Winklen der Talboden in etwa 1000 *m* liegen.

Bei der Annahme, daß das Maurach schon vor seiner Hebung einen allerdings viel kleineren, unter der heutigen Talsohle liegenden Riegel gebildet hat, muß man immerhin noch mit einer Hebung des Riegels von mindestens 500 *m* rechnen.

Magmatische Hebungen mit Beträgen von über 500 *m* sind durchaus nichts Unmögliches. W. Salomon nimmt (41, S. 15) eine mindestens 1000 *m* hohe magmatische Hebung der alten Massive Calabriens an und rechnet in der Adamellogruppe (40, S. 746) damit, daß die Tonalitmagmamasse bei ihrer Intrusion die darüberliegenden Sedimente um einige Tausende von Metern in die Höhe gehoben habe. H. Reck gibt (33, S. 302) an, daß die Intrusion des Sheep Mountain die Schichten nicht nur an ihren Rändern scharf emporgebogen habe, sondern daß sie auch die ganze zentrale Partie des Berges um etwa 500 *m* an nahezu senkrechten Bruchflächen verworfen habe. Hier ist ein etwa kreisrundes Gebirgsstück an senkrechten Bruchrändern gegen 500 *m* hoch entgegen der Schwerkraft emporgehoben und in dieser Lage gehalten worden. Am East Spanish Peak (33, S. 305) hob unter erneuten intrusiven und extrusiven Vorgängen die Kraft des Magmas die Gesteine des Peaks zwischen U-förmigen Brüchen stellenweise bis über 1500 *m* empor. W. Volz (47, S. 364), E. Philippi (28, S. 460) und E. Böse (7, S. 30/31) geben zwar an, daß die Intrusion eines Tiefengesteins in den Schichtgesteinen ziemliche Dislokationen hervorzurufen, doch konnte ich in der Literatur keine Angaben darüber finden, ob auch Granite selbst in ähnlicher Weise disloziert wurden. Jedenfalls ist es sehr fraglich, ob die magmatische Hebung allein überhaupt in der Lage war, den Granitgneis des Maurach derart zu zerrütten. Entweder die Hebung ist mit einem oder mehreren kräftigen Rucken erfolgt oder das der Hebung sicher nachfolgende mehr oder weniger starke Zurücksinken der gehobenen Masse ist etwas ruckartig verlaufen, weil es sonst wohl kaum möglich wäre, daß die Blöcke der zertrümmerten Rundhöcker stellenweise zu wirr durcheinanderliegendem Blockwerk auseinandergeworfen wurden. W. Hainner (16, S. 89) hält den Befund im Maurach mit der Wirkung einer Erschütterungsmine vereinbar. Es ist nicht ausgeschlossen, daß zu der magmatischen Hebung noch eine Sprengwirkung hinzukommt, die wohl einer ganz schwachen vulkanischen Explosion entspräche und etwa mit einem „Quetscher ohne Tagwirkung“ (21, S. 267) zu vergleichen wäre.

Ein weiterer wichtiger Beweis für die Hebung der Granitgneismasse des Maurach ist die ungeheure Größe, in der sich heute dieser Riegel am Südrande des Längenfelder Beckens erhebt. Nimmt man für dieses

Becken eine Einschotterung von nur 200 m an, was viel eher zu wenig als zu viel ist, so hat der Riegel eine Höhe von mindestens 600 m. Nirgends in den Ostalpen und wohl kaum auch irgendwo in den Westalpen findet sich ein derart großer Riegel. Vergleicht man den Riegel des Maurach z. B. mit dem sehr großen Riegel von Karres im Oberinntal (1, S. 128—131), so erkennt man, wie unwahrscheinlich eine gleiche Entstehungsweise des Maurachriegels und des Riegels von Karres und vieler anderer ist. Diese Schwierigkeiten fallen aber sofort weg, sobald man annimmt, daß der Riegel früher viel kleiner war als heute.

Wollte man von einer Hebung der Augengneismasse des Maurach absehen, so kämen hauptsächlich drei andere Erklärungsmöglichkeiten in Betracht. Man könnte annehmen, daß das Längenfelder Becken großen Verwerfungen entlang grabenartig eingesunken sei. Die geologische Aufnahme dieses Gebietes durch W. Hammer hat aber nicht die geringsten Anhaltspunkte für diese Annahme ergeben.

Eine andere Möglichkeit wäre die, daß der Riegel früher ein auf allen Seiten isoliert im Tal stehender Berg war, ähnlich dem nördlichen Teil der Erhebung von „Auf dem Eck“. Der Augengneis steht aber im Riegelgebiet doch in solcher Ausdehnung an, daß für eine Schlucht auf beiden Seiten der Erhebung kein rechter Platz mehr vorhanden wäre. Es wäre auch sehr unwahrscheinlich, daß die Ötztaler Ache nicht wenigstens auf einer Seite das den Umlaufberg umgebende Bergsturzmaterial ausgeräumt hätte, sondern ausgerechnet durch die Mitte dieses Berges eine neue Schlucht eingeschnitten hätte.

Als dritte Erklärungsmöglichkeit käme in Betracht, daß die Augengneismasse der Maurachschlucht und des Wolfseck eine ungeheure, von W heruntergefallene Masse darstelle. Dagegen spricht aber die doch ziemlich gleichmäßige Lage der Streckaxen des Augengneises und vor allem das Vorhandensein der zahlreichen Rundhöcker in der Umgebung des Wolfseck, wie ich schon an anderer Stelle ausgeführt habe (siehe oben!). Alle diese Erklärungsversuche zeigen, daß um eine Hebung des Riegelgebietes nicht herumzukommen ist.

Die Hebung und Zerrüttung der Augengneismasse des Maurach erfolgte aller Wahrscheinlichkeit nach zwischen dem Gschnitz-I- und dem Gschnitz-II-Stadium. Im Laufe dieser Hebung wurde auch der Bergsturz zwischen Wenderkogel und Wurzburg ausgelöst. Die Annahme von A. Penck (27, S. 225), daß durch die gewaltige Erschütterung eines ganzen Teiles der Alpen bei der Köfelfer Katastrophe auch der Bergsturz am Tschirgant und am Fernpasse ausgelöst wurde, hat sicher viel für sich. Man könnte diesen kurzen, wahrscheinlich zwischen Gschnitz-I- und Gschnitz-II-Stadium gelegenen Zeitraum als Köfelfer Periode bezeichnen. Dieser Periode kommt sicher eine mehr als nur lokale Bedeutung zu. Auch W. Hammer (15, S. 47/48) führt den Bergsturz von der Harmelewand nach O (schon von A. Supan, 44, S. 348, und J. Blaas, 5, S. 124, erwähnt) und den nach N und die kleine Bergsturzmasse unter der Achplatte auf die Erschütterung bei der Köfelfer Katastrophe zurück. Auch für den Bergsturz am Eibsee und viele andere dürfte diese die Veranlassung sein. Eigenartig ist es, daß alle Bergstürze des Ötztales und auch der am Fernpaß von W

stammen. Auch die Verbindung der Kluft von Pipurg mit der Köfelfer Katastrophe durch B. Rinaldini (37, S. 294—295) ist durchaus wahrscheinlich. An der Zusammengehörigkeit des Auftretens der Bimssteine und der bei der Hebung erfolgten Zerrüttung des Augengneises und des Losbrechens des Bergsturzes ist nicht zu zweifeln.

Im Maurach selbst können sich infolge seiner ganz anderen Entstehung keine Anhaltspunkte für die Geschichte des übrigen Ötztales (22, S. 253) ergeben.

Meine Untersuchungen haben die Richtigkeit der von W. Hammer schon im Jahre 1923 gegebenen Erklärung der geologischen Erscheinungen bei Köfels bestätigt und die Unwahrscheinlichkeit aller späteren Erklärungsversuche dargelegt.

Anhang.

Der Tschirgantbergsturz (Fig. 38) ist nach der Würmeiszeit (2 und 3) niedergegangen. Kleine Reste eines Vorläufers dieses Bergsturzes finden sich an Fuße der Weißen Wand (3, S. 291—293), wo sie auf Reißgrundmoräne liegen und von Würingrundmoräne bedeckt werden. Die Unterlagerung der Bergsturzmassen durch Schotter an der Mündung der Öztaler Ache (Fig. 39 und 40) in den Inn und westlich von Ambach (Fig. 41 und 42) beschreibt O. Ampferer (2, S. 74—77).

In der Würingrundmoräne NO von Roppen ist keine Spur von Sandsteinen und Schiefen der Raibler Schichten zu finden. Dagegen kommen dieselben häufig in allen Murschuttmassen SO vom Tschirgant vor, was ein gutes Unterscheidungsmerkmal ist.

Der Bergsturz Hügel W von Ambach fällt mit steilen Wänden mit scharfen Kannelierungen, wie sie bei Grundmoränen vorkommen, gegen die Öztaler Ache ab. Die Bergsturzmassen zeigen hier großartige Knetstruktur. In Fig. 41 und 42 kommen keine scharfen Grenzen vor. Bemerkenswert ist auch die Tatsache, daß in der alten Talfurche N der Auerklamm bei Ambach Triaskalke und -dolomite des Tschirgantbergsturzes noch 100 m über die Straße emporsteigen.

Die von F. Frech angegebenen und in einer Karte (10, S. 14, 16) eingezeichneten Moränenwälle stellen nur die südlichsten Partien des Bergsturzes dar, worauf schon A. Penck (25, S. 348) hingewiesen hat.

Auch der Haiminger Bergsturz, der dem Alter nach mit dem vom Tschirgant gleichzustellen ist, wird von Resten gerollten Schotters bedeckt.

Das interglaziale (Reiß-Würm-) Alter der Terrassenschotter WNW von Sautens ist durch die Verfolgbarkeit dieser Ablagerungen zum Walderbach (hier Überlagerung durch Moränen der Schlußvereisung) und in die Imster Gegend, wo sie durch ausgedehnte Hangendmoräne (Würm) überlagert werden, absolut sichergestellt. Nicht sicher ist aber das Alter der Schotterreste an der Mündung der Öztaler Ache (Fig. 38, 39 und 40), W von Ambach und SO vom Dürberg, da hier eine Überlagerung durch Würmmoräne nicht vorhanden ist. Wohl findet sich, mitten aus der Bergsturzmasse herausschauend, ein kleines Vorkommen

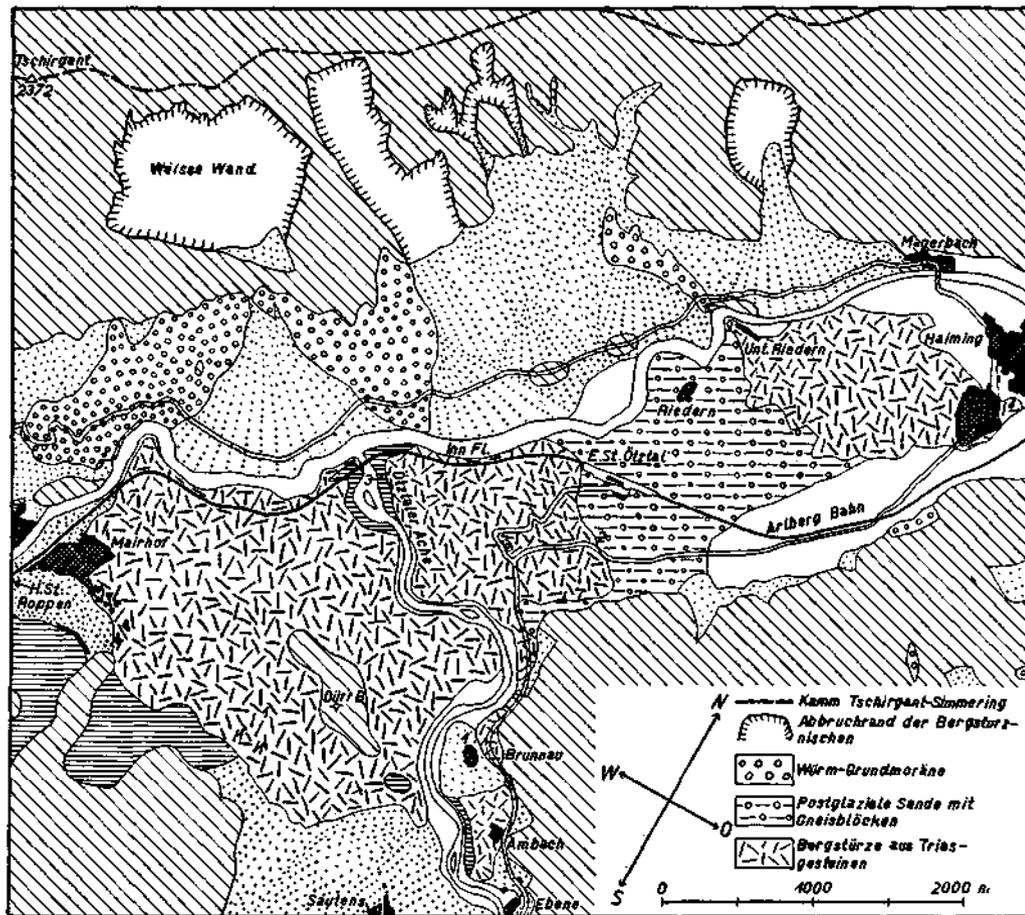


Fig. 38. Karte des Tschirgant-Bergstürzes und des Bergstürzes von Haimingen nach den Originalaufnahmen von O. Ampferer und W. Hammer. Schräg schraffiert = Grundgebirge; dichte Schraffen = interglaziale Terrassenschotter (zwischen Riß- und Würmeiszeit); feine Punkte = junge Schuttkegel und Haldenschutt; weiß = Bergstürznischen und Flußalluvionen; eckige grobe Punkte = große Blöcke einer Wettersteinkalkbreccie; 1 = Häufungen von Raibler Schieferen und Rauhwacken; 2 = Gebiet, das besonders reich an Urgebirgsschotter und riesigen Gneisblöcken ist; 3 = Stelle an der jetzigen Mündung der Ötztaler Ache, wo sich durch Protogingranit der geschichtete Inschotter verrät, der auf Kalkgeröll liegt und von demselben auch überdeckt wird.

von typischer Würmgrundmoräne an der Ötztaler Straße SSW der Station Ötztal, WSW von P. 732. Nach mündlicher Mitteilung durch Herrn Hofrat W. Hammer kann dieses Vorkommen nur ganz wenig aus seiner ursprünglichen Lage gebracht worden sein. Die vorhin erwähnten Schotter könnten auch aus der zwischen Würmeiszeit und Schlußvereisung liegenden Interglazialzeit stammen, was natürlich noch schwieriger nachzuweisen wäre.

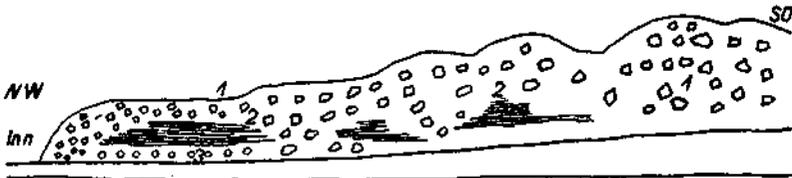


Fig. 39. Ansicht des Nordostufers der Ötztaler Ache bei der Mündung in den Inn nach O. Ampferer. 1 = eckiger Kalk und Dolomitschutt; 2 = quarziger körniger Sand; 3 = geschichtetes kristallines Gerölle.

Von besonderem Interesse sind die postglazialen Sande mit Gneisblöcken (2, S. 79, und 15, S. 45, siehe Fig. 38) am Nordfuß des Ambergs, die sich weit nach NO verfolgen lassen. Am Eisenbahndamm knapp oberhalb der Haltestelle Häuning zeigt sich eine mächtige Lage von feinem körnigem Sand mit Einschluß großer Gneisblöcke. Die teils eckigen, teils gut gerundeten Blöcke von Ötztaler Gesteinen erreichen zum Teil solche Dimensionen, daß ein Transport durch das Wasser nicht mehr in Betracht kommt. F. Wahnschaffe (49, S. 140—141) sieht in diesen Blöcken Reste einer Ablagerung eines eiszeitlichen Ötz-



Fig. 40. Ansicht des Südwestufers der Ötztaler Ache bei der Mündung in den Inn nach O. Ampferer. 1 = größeres eckiges Trümmerwerk aus Wettersteinkalk und -Dolomit, Hauptdolomit und Raibler Stücken; 2 = körniger Sand und geschichtete Schotter; 3 = eckiges Wettersteinkalktrümmerwerk mit einzelnen kristallinen Geröllen.

taler Gletschers,] und auch O. Ampferer (2, S. 79) und W. Hammer (15, S. 45) halten diese Auffassung nicht für unwahrscheinlich. F. Wahnschaffe nahm eine Überlagerung der Gneisblöcke durch den Bergsturz an, und auch A. Penck (25, S. 348) hält das zentralalpine Blockwerk für das Liegende. Auch der Grenzverlauf zwischen den Sanden mit den Gneisblöcken und den Bergsturzmassen spricht entschieden für ein höheres Alter der Sande.

Ich halte es für nicht unwahrscheinlich, daß diese zentralalpinen Blöcke Reste eines ehemaligen allerältesten Stadiums der Schlußvereisung (Schlernstadium eines Ötztaler Gletschers) darstellen, das vielleicht nie aus einem Wall, sondern nur aus einem unregelmäßigen Blockfeld

bestanden hat. Dieses ist beim weiteren Zurückgehen des Gletschers durch die in seinem Vorfeld entstehenden Schuttkegel zum Teil eingesandet worden.

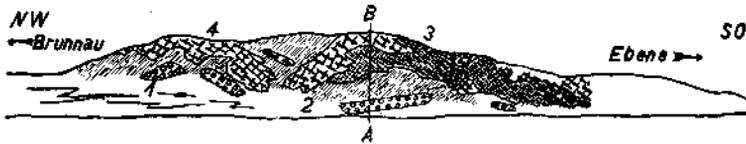


Fig. 41. Ansicht des westlich von Ambach gelegenen Bergsturzhängels von SO aus nach O. Ampferer. 1 = größeres Achengeröll; 2 = hellgrauer Schutt; 3 = bläulichgrauer Schutt (2 und 3 = Triaskalke und -Dolomite, zermahlen); 4 = gelblicher Schutt aus Raibler Rauhewacken.

Die Behauptung F. Wahnschaffes (49, S. 140), daß man die Endmoränennatur des Walles besonders schön von S her erkennt, ist vollkommen unrichtig, da die bezeichneten Formen nur den Südrand der Bergsturzmasse darstellen.

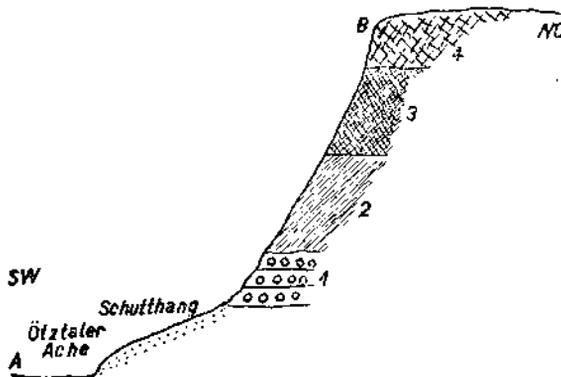


Fig. 42. Profil durch den westlich von Ambach gelegenen Bergsturzhang nach O. Ampferer. 1 = größeres Öztaler Achengeröll; 2 = hellgrauer Schutt; 3 = bläulichgrauer Schutt (2 und 3 = Triaskalke und -Dolomite); 4 = gelblicher Schutt aus Raibler Rauhewacken.

Die Sande und Schotter an der Einmündung der Öztaler Ache in den Inn können infolge des Vorkommens von Protogingranitgeröllen wohl kaum als gleichalterig mit den Sanden mit Gneisblöcken aufgefaßt werden.

Zusammenfassung.

Der Bimssteingang ist sicher mit der Köfeler Katastrophe gleichalterig, weil er ganz mit feinem bis allerfeinstem Augengneismaterial erfüllt ist, das erst bei der Zerrüttung bzw. Auflockerung des Riegels entstanden ist.

Bei der Zerrüttung der Augengneismasse wurden kaum irgendwelche neue Kluftsysteme von größerer Bedeutung gebildet. Das Übereinstimmen der Kluftdiagramme des ungestörten Gebietes mit denen des Zerrüttungsgebietes läßt auf die Homogenität des Kluftnetzes beider Gebiete schließen.

Bemerkenswert ist die Tatsache, daß die B-Axen im zerrütteten Gebiet stärker aufgerichtet und gestreut sind, was wohl auf den Hebungs- und Auflockerungsvorgang zurückgeführt werden muß. Dabei kommt aber kein Vorgang in Frage, welcher zentrische Rupturen, z. B. Radial- und Tangentialspalten, geschaffen hätte.

Das Maurach ist ein terrassierter Riegel, aber seine unzweideutigsten Terrassenreste sind in der Schlucht vorhanden. Diese Schlucht war vor der Katastrophe bei P. 1081 bis auf etwa 1140 m herab eingeschnitten. Ihr Grund lag aber damals mehrere 100 m tiefer als heute. Die Terrassen sind erst nach der Katastrophe entstanden. Der Schuttkegel der Ötztaler Ache besteht fast ausschließlich aus Augengneismaterial, weil er erst bei der Aufräumung der durch den Bergsturz zugeschütteten Maurachschlucht gebildet wurde. Die Anlage des Schuttkegels und das Vorhandensein der Abflurbrinne W unter P. 1236 beweisen eindeutig, daß im Längenfelder Becken ein See aufgestaut wurde, dessen Spiegel einige Zeit bei 1190—1200 m gelegen hat.

Am Tauferer Berg findet an manchen Stellen ein allmählicher Übergang der zerrütteten Rundhöcker in regellos liegendes Blockwerk statt. An verschiedenen Stellen ist eine Trennung des von W gekommenen Bergsturzmaterials von den an Ort und Stelle entstandenen Blockanhäufungen durchführbar.

Die beiderseitigen Talhänge sowohl unterhalb des Riegels als auch oberhalb passen ausgezeichnet zusammen, sobald man sich den Riegel entfernt denkt. Das Maurach ist ein in die Landschaft des Ötztales gar nicht hineinpassender Fremdkörper. Das heutige Becken von Umhausen hat mit dem von Längenfeld einen großen Taltrog gebildet. Die Kraft, die die Zerrüttung des Maurachgranitgneises hervorgerufen hat, kann nur von unten nach oben gewirkt haben. Bei der Annahme, daß das Maurach schon vor seiner Hebung einen viel kleineren, unter der heutigen Talsohle liegenden Riegel gebildet hat, muß man mit einer Hebung von mindestens 500 m rechnen.

Die Hebung und Zerrüttung der Augengneismasse des Maurach erfolgte zwischen dem Gschnitz-I- und dem Gschnitz-II-Stadium. Im Laufe dieser Hebung wurde auch der Bergsturz ausgelöst.

An der Zusammengehörigkeit des Auftretens der Bimssteine und der bei der Hebung erfolgten Zerrüttung bzw. Auflockerung des Augengneises und des Losbrechens des Bergsturzes ist nicht zu zweifeln.

A. Pencks Annahme, daß durch die gewaltige Erschütterung eines ganzen Teiles der Alpen bei der Köfeler Katastrophe auch der Tschirgantbergsturz und der am Fernpaß losgelöst wurden, hat sehr viel für sich. Die durch diese Katastrophe verursachten Erdbeben haben sicher außer den oben erwähnten Bergstürzen eine Menge anderer Bergstürze und kleinerer Felsstürze ausgelöst, deren genauere Datierung mangels günstiger Umstände nicht durchführbar ist. In den Tälern der Zentralalpen finden sich zahlreiche Stellen, wo Sande und Schotter (die vielleicht der zwischen Würmeiszeit und Schlußvereisung liegenden Interglazialzeit angehören) von grobem Blockwerk überlagert werden. Der kurze, wahrscheinlich zwischen dem Gschnitz-I- und dem Gschnitz-II-Stadium gelegene Zeitraum von schweren Erschütterungen, dem wohl für einen größeren Teil

der Alpen eine regionale Bedeutung zukommt, könnte als „Köfelser Periode“ bezeichnet werden. Diese ist wegen des stratigraphischen Wertes, der den innerhalb kurzer Zeit über weite Räume durch Erdbeben ausgelösten Bergstürzen und Felsrutschen zukommt, von besonderem Interesse.

Benutzte Literatur.

1. Ampferer O. Studien über die Inntalterrassen. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1904, Bd. 54.
2. Ampferer O. Die Bergstürze am Eingange des Ötztales und am Fernpaß. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1904.
3. Ampferer O. Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntals. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1915, Bd. 65.
4. Ampferer O. Über die Ablagerungen der Schlußzeit in der Umgebung des Arlbergpasses. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1929, Bd. 79.
5. Blaas J. Notizen über diluvio-glaziale Ablagerungen im Inntalgebiete. Berichte des naturwissenschaftlich-medizinischen Vereines in Innsbruck, 1891, 19. Jahrgang.
6. Blaas J. Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen, Heft 3, Innsbruck 1902.
7. Böse E. Über eine durch vulkanischen Druck entstandene Faltungszone im Tal von Mexiko. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Stuttgart 1909/1.
8. Burchard A. Formenkundliche Untersuchungen in den nordwestlichen Ötztaler Alpen. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde, Stuttgart 1927, Bd. 25, Heft 2.
9. Escher von der Linth. Beiträge zur Kenntnis der Tiroler- und Bayerischen Alpen. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Stuttgart 1845.
10. Frech F. Über Muren. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines, München 1898, Bd. 29.
11. Hammer W. Aufnahmebericht. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1923.
12. Hammer W. Über das Vorkommen jungvulkanischer Gesteine im Öztal (Tirol) und ihr Alter. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Bd. 132, 1923.
13. Hammer W. Ein Vorkommen jungvulkanischen Gesteins in den Tiroler Zentralalpen. Zeitschrift für Vulkanologie, Bd. 8, Berlin 1924.
14. Hammer W. Das Gebiet der Vernaghütte und seine Zugangswege, geologisch betrachtet. Festschrift der Sektion Würzburg des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines, 1926.
15. Hammer W. Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Öztal. Wien 1929.
16. Hammer W. Zur Deutung des Bimssteinvorkommens bei Köfels im Öztal. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1930.
17. Heim Albert. Der Bergsturz von Elm. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Berlin 1882, Bd. 34.
18. Heim Albert. Geologie der Schweiz, Bd. 2, Leipzig 1921.
19. Kayser Em. Lehrbuch der Geologie, Bd. 1, Stuttgart 1923.
20. Korn D. Tektonische und gefügeanalytische Untersuchungen im Grundgebirge des Böllsteiner Odenwaldes. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Stuttgart 1929, Beilagebd. 62, Abl. B.
21. Kranz W. Vulkanexplosionen, Sprengtechnik, praktische Geologie und Ballistik. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Berlin 1923, Bd. 80.
22. Lichtenecker N. Bergsturz und Bimssteingang von Köfels im Öztal (Tirol). Geographischer Jahresbericht aus Österreich, Bd. 14 und 15, Leipzig und Wien 1929.
23. Lichtenecker N. Zur Deutung des Bimssteinvorkommens von Köfels im Öztal. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1930.
24. Löwl F. Über den Terrassenbau der Alpentäler. Petermanns geographische Mitteilungen, Bd. 28, Gotha 1882.
25. Penck A. und Brückner E. Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. 1, Leipzig 1909.

26. Penck A. Das Anilitz der Alpen. Die Naturwissenschaften, Jahrgang 12, Heft 47, Berlin 1924.
27. Penck A. Der postglaziale Vulkan von Köfels im Ötztale. Sitzungsberichte der Preußischen Akademie der Wissenschaften, physikalisch-mathematische Klasse, Bd. 12, Berlin 1925.
28. Philippi E. Über junge Intrusionen in Mexiko und ihre Beziehungen zur Tektonik der durchbrochenen Schichtgesteine, nach den Forschungen von E. Böse und C. Burckhardt. Zentralblatt für Mineralogie etc. Stuttgart, Jahrgang 1907.
29. Pichler A. Beiträge zur Geognosie Tirols. Aus dem Nachlasse von M. Stotter. Zeitschrift des Ferdinandeums, Folge 3, Heft 8, Innsbruck 1859.
30. Pichler A. Zur Geognosie Tirols. II. Die vulkanischen Reste von Köfels. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1863, Bd. 13.
31. Pichler A. Vulkanische Gesteine in den Zentralalpen (Köfels). Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1863.
32. Pichler A. Beiträge zur Geognosie Tirols (4. Folge). Zur Ötztaler Masse. Zeitschrift des Ferdinandeums, Folge 3, Heft 12, Innsbruck 1865.
33. Reck H. Über Erhebungskrater. Monatsberichte der Deutschen Geologischen Gesellschaft Nr. 4, Berlin 1910, Bd. 62.
34. Reck H. A. Penck: Der postglaziale Vulkan von Köfels im Ötztal. Zeitschrift für Vulkanologie, Bd. 9, Berlin 1925/1926.
35. Reithofer O. Bericht über Klufmessungen in der Umgebung von Köfels, im Maurach und an Tauferer Berg im vorderen Ötztal. Anzeiger der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Jahrgang 1930, Nr. 27.
36. Reithofer O. Bericht über die Beendigung der Klufmessungen in der weiteren Umgebung von Köfels im vorderen Ötztal. Ibidem, Jahrgang 1931, Nr. 27.
37. Rinaldini B. Der postglaziale Vulkan bei Köfels im Ötztal und die Kluft bei Pipurg. Zeitschrift für Geomorphologie, Bd. 1, Leipzig 1925/1926.
38. Rinaldini B. Zwei Vorkommen jungvulkanischer Gesteine in Tirol. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, Bd. 70, 1927.
39. Rüger L. Einige Bemerkungen zur Darstellung tektonischer Elemente, insbesondere von Klüften und Harnischen. Sitzungsberichte der Heidelberger Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Jahrgang 1928, Berlin und Leipzig.
40. Salomon W. Über neue geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamellogruppe II. Sitzungsberichte der Preußischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, Jahrgang 1901, Halbbd. 1.
41. Salomon W. Magmatische Hehungen (mit besonderer Berücksichtigung von Calabrien). Sitzungsberichte der Heidelberger Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Jahrgang 1925, Berlin und Leipzig.
42. Sonklar K. Die Ötztaler Gehirgsgruppe, Gotha 1861.
43. Stotter M. Die Gletscher des Vernagttales in Tirol. Innsbruck 1846.
44. Supan A. Studien über die Talbildungen im östlichen Graubünden und in den Zentralalpen Tirols, als Beitrag zu einer Morphologie der genannten Gebiete. Mitteilungen der k. k. Geographischen Gesellschaft in Wien 1877, Bd. 22.
45. Trientl A. Die Bimssteine von Köfels. Tiroler Landzeitung, Imst 1895, Nr. 50.
46. Trinker J. Petrographische Erläuterungen zur geognostischen Karte von Tirol. Innsbruck 1853.
47. Vniz W. Die Insel Pulo Laut bei SO.- Borneo als Beispiel einer Hebung durch einen Massenerguß. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Stuttgart 1905, Beilagebd. 20.
48. Wager R. Tektonische Untersuchungen an einem Teil der Nordschwarzwälder Granite. Badische Geologische Abhandlungen, Jahrgang 1, Karlsruhe 1930.
49. Wahnschaffe F. Die eiszeitliche Endmoräne am Eingange des Ötztales. Naturwissenschaftliche Wochenschrift, Jena 1902, Neue Folge, Bd. 1.

Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches. (Neue Fossilfunde.)

Von **Gustav Göttinger** und **Helmut Becker**.

(Mit 5 Tafeln [VII—XI] und 5 Textfiguren.)

Einleitung.

Die folgenden Ausführungen stellen die Ergebnisse langjähriger Begehungen, Kartierungen und Studien im Flysch des Wienerwaldes dar. Göttingers Untersuchungen knüpfen zunächst an eine programmatische geomorphologische Abhandlung über den Wienerwald (Lt. 1907),¹⁾ an geologische Aufsammlungen in den Flyschstollen der 2. Wiener Hochquellenwasserleitung (Lt. 1906) und an eigene geologische Aufnahmen vor der Inangriffnahme der amtlichen geologischen Kartierung des Flysches auf den Blättern Baden—Neulengbach und Tulln an; vorläufige Ergebnisse darüber wurden außer einer mit Hermann Vettors gemeinschaftlichen Arbeit über den Alpenrand zwischen Neulengbach und Kogl (1923), und einigen anderen kleineren Schriften (Lt. 1925, 1926, 1927) in den jeweiligen Aufnahmeberichten (Lt. 1920—1932) zusammengefaßt. Helmut Becker bearbeitete den Flysch in den letzten Jahren auf dem Blatt St. Pölten westlich bis zur Traisen (Lt. 1931, 1932). Außerdem hat jeder der beiden Verfasser eingehende Vergleichsstudien im Arbeitsgebiete des anderen in den letzten Jahren vorgenommen, wobei die beiderseitigen geologisch-stratigraphischen Erfahrungen besprochen und ausgetauscht wurden.

Seit einer Reihe von Jahren, wie Göttingers Aufnahmeberichte erkennen lassen, war wohl eine allgemeine geologische Gliederung des Wienerwaldflysches hauptsächlich nach den Gesichtspunkten der typischen Gesteinsausbildungen und Gesteinsvergesellschaftungen möglich geworden; es hatte sich u. a. gezeigt, daß jeweils bestimmte Gesteinsgruppen für das Neokom oder für die Oberkreide und schließlich für das Eozän charakteristisch sind, wobei es zum Teil gelungen war, das Alter durch mancherlei Fossilreste zu belegen. Immerhin waren noch verschiedene Gesteinstypen übriggeblieben, so insbesondere manche, in jeder Zone vorkommende Mürbsandsteine, deren stratigraphische Stellung noch nicht einwandfrei durch Fossilfunde geklärt worden war.

Es konnte dabei eine gut brauchbare zonare Gliederung des Wienerwaldflysches durchgeführt werden, wobei jede der einzelnen Gesteinszonen durch ganz bestimmte Gesteinsfazies und Gesteinsvergesellschaftung charakterisiert erscheint.

¹⁾ Die Literaturhinweise (Lt.) erfolgen mit Angabe des Verfassers in der Jahreszahl der Veröffentlichung.

Mit dem Fortschritt der geologischen Kartierung wurde es immer klarer, daß der Zeitpunkt, eine endgültige Tektonik des gesamten Wienerwaldflysches zu formulieren, erst dann gekommen sein kann, wenn alle wichtigen Schichtglieder und Gesteinszonen auch stratigraphisch genauer erfaßt und durch Fossilien festgelegt worden sind.

Es galt daher, die einzelnen unterschiedlichen Gesteins- und Fazieszonen nach ihrem Liegenden und Hangenden schärfer abzugrenzen und womöglich schichtgruppen- und schichtbankweise Fossilien aufzusammeln.

Nachdem diesbezüglich verschiedene neue, mehrere Jahre zurückgreifende Fossilfunde zu Erfahrungen über die fossilreicheren Lagen des Flysches geführt hatten, nahm bei systematischer einsetzender Suche die Auffindung reichlicheren Fossilmaterials einen günstigen weiteren Fortschritt. Aus den meisten der bisher ausgeschiedenen Zonen des Wienerwaldes können wir nunmehr von neuen Fossilfunden berichten. So verfügen wir heute über eigene neue Aufsammlungen von vielen Hunderten von Fossilresten von verschieden verstreuten Punkten des Gebietes (wobei wir natürlich die bekannten häufigen Flysch-Chondriten und -Helminthoideen nicht einbeziehen) und besitzen demnach ein Material, das alle bisherigen Aufsammlungen, darunter die verdienstvollen erstmaligen von Robert Jaeger (l.f. 1914) sowohl quantitativ wie qualitativ übertrifft. Unseren folgenden Ausführungen liegen fast ausschließlich diese unsere neuen Funde zugrunde.

Wenngleich noch nicht alle Teile des Wienerwaldes bis zur Traisen und bis zur Kalkalpengrenze mit der gleichen Intensität wie der östliche Wienerwald nach Fossilien planmäßig durchsucht worden sind und nach den jetzigen Erfahrungen wohl noch weitere Bereicherungen der Fossilisten erwartet werden können, so verlohnt es sich, schon bei dem heutigen Stand unserer Funde eine Bearbeitung darüber vorzulegen, zumal es sich meist um neue Erkenntnisse handelt.

Den folgenden Bericht bezeichnen wir allerdings noch nicht als restlos abgeschlossen, abgesehen davon, daß weitere Fossilfunde und einige Ergänzungen Anlaß zu Nachträgen geben werden. Wie aus dem Untertitel der Arbeit ersichtlich ist, sollen vor allem unsere neuen bisherigen Funde¹⁾ erörtert und in ihrer Bedeutung für die geologische Gliederung des Flysches ausgewertet werden.

Die eingehende Behandlung des lithologischen Charakters der einzelnen Gesteinszonen, deren petrographische Beschaffenheit, Zusammenfassung über die Sedimentologie des Wienerwaldflysches, sowie schließlich über den tektonischen Bau und die geomorphologischen Verhältnisse werden in späteren Arbeiten behandelt werden.

Unsere Ausführungen werden zeigen, welche Überraschungen neue Fossilfunde in bisher weniger gut stratigraphisch fixierten Gesteinsgruppen darbieten können und wie notwendig es ist, bei der geologischen Kartierung im Flysch neben der üblichen Beobachtung der

¹ Für die Herstellung der Zeichnungen nach den Originalen sprechen wir Herrn J. Strohmayer, technischen Oberrevidenten der Geologischen Bundesanstalt, für die Photographien nach den Originalstücken Herrn phil. Karl Götzinger den besten Dank aus.

Gesteinsvergesellschaftungen zu allererst die eingehendste Fossilsuche in den Vordergrund zu stellen, wenn sie auch — wie es beim Flysch, gar bei seiner geringen Aufgeschlossenheit der Fall ist — noch so zeitraubend erscheint, indem meist erst nach längerer Suche die Fossilfunde glücken. Aus diesen verschiedenen Gründen ist es aber auch noch unangebracht, den genauen Verlauf der Zonen schon jetzt in einem Kartenbild zur Darstellung zu bringen, wenn neu zu erhoffende Fossilfunde Verschiebungen des Verlaufes der Grenzen herbeiführen können.

Da die vorliegende Untersuchung bloß die eigenen neuen Funde in ihrer Bedeutung für die geologische Gliederung zum vornehmlichsten Gegenstande hat, kann davon abgesehen werden, die Fossilfunde des früheren Schrifttums im einzelnen hier zur Wiederholung zu bringen. Hinweise und Zusammenstellungen des früheren Schrifttums finden sich besonders in den Arbeiten von C. M. Paul (Lt. 1898), R. Jaeger (Lt. 1914), K. Friedl (Lt. 1920) und F. Trauth (Lt. 1928).

A. Zur geologisch-stratigraphischen Gliederung des Wienerwaldflysches.

(Neue Fossilfunde.)

Beginnen wir unsere Betrachtung auf Grund der geologischen Zonen mit der Zone des

Neokom.

Hievon sind zwei Zonen auseinanderzuhalten: die nördliche Randzone, am Flyschrand von St. Andrä über Anzbach bis Ochsenburg an der Traisen ziehend, und die mit Klippengesteinen in Verbindung stehende „Hauptklippenzone“ des Wienerwaldes (Götzinger, Lt. 1929, 1930), die von Salmansdorf über Wolfsgraben—Gumperswarthberg—Dachsbauberg—Schöpfungnordseite—Stollberg bis Bernreit an der Gölßen verläuft. Die Klippenzüge des Tiergartens, welche durch F. Trauth (Lt. 1928) eine sorgfältige Kartierung erfuhren, werden in dieser Arbeit nicht behandelt, ebenso nicht das lithologisch mit den beiden erwähnten Zonen mehrfach übereinstimmende Neokom nahe dem Kalkalpenrand (z. B. zwischen Kaumberg und Hainfeld, vgl. Götzinger, Lt. 1931).

Nördliche Randzone.

In ihr ist ein Wechsel sehr verschiedener Gesteine bezeichnend (Götzinger, Lt. 1920ff., 1925, 1932): helle Kalke, zum Teil mit Hornsteinen, Kalkmergel und Kalksandsteine, gebänderte kieselige Sandsteine und gebänderte Quarzitsandsteine, Einschaltungen von meist dunklen, viele Rutschungen verursachenden Tonschiefern, von Arkosesandsteinen und einigen mürben Sandsteinen. Wenn auch die letztgenannten Gesteinsausbildungen eine Art von Neokomflysch bezeichnen, so sind die rein kalkigen Sedimente mit Hornsteinen und Radiolariten Glieder einer Neokom-Tithon — ja teilweise sogar wohl oberjurassischen Transgression eines tieferen Meeres, die auf dem damaligen kristallinen Untergrund zur

Entwicklung kam. Letztere Erscheinung machen die mehrfachen Neufunde von kristallinen Trümmern und Blöcken (meist Granite) im Bereich der Aufschiebungen und Aufpressungen des Randneokoms wahrscheinlich (Götzingen, Lt. 1926, 1931).

Typische Gesteinsvergesellschaftungen des Neokom können namentlich in den Umgebungen von Königstetten, Ried am Riederberg, Rappoltenkirchen, nördlich von Kronstein und bei Christofen studiert werden; auf Blatt St. Pölten wären vor allem die Umgebungen von Kirchstetten, Pyhra bis Ochsenburg zu nennen.

Das Neokom war bisher erwiesen durch Jaegers Funde von Aptychen (und Fischschuppen) im grobkörnigen Arkosesandstein von St. Andrä und Wolfpassing (Lt. 1914). Dieses Nordneokom ist aber außerordentlich arm an Fossilien, welcher Umstand wenigstens zum Teil dadurch bedingt ist, daß diese äußerste Flyschzone bei der Aufschiebung auf die Molasse des Vorlandes (Lt. Götzingen, 1925, 1928, 1929 usw.) bei der Faltung stark zertrümmert und zerquetscht wurde, was zu recht erheblicher späterer Ausheilung führte. Wichtig erscheint aber, daß der weiße spätige Kalk und Fleckenmergel, auch der Hornsteinkalk sowie der spätige dünnplattige, etwas kieselige, sehr feinkörnige Kalksandstein die gleiche lithologische Beschaffenheit haben wie derlei Gesteine des Neokom der Klippenzone, wo das Neokom, wie noch unten ausgeführt wird, durch Aptychen, Belemniten, Cephalopoden u. a. erwiesen worden ist (vgl. unten S. 348).

Hauptklippenzone.

Unsere Begehungen der letzten Jahre haben innerhalb dieser Klippenzone zur Aufklärung der Leit- und Begleitgesteine im ganzen Verlauf bis zur Traisen beigetragen (Götzingen, Lt. 1920 ff., 1929, 1930, und Becker, Lt. 1931). Wir fanden eine ähnliche Vergesellschaftung wie in der nördlichen Neokomrandzone vor.

Am hervorstechendsten sind die weißgrauen Fleckenmergel und Kalke, zum Teil mit Hornsteineinlagen und Hornsteinkauern, sehr feinkörnige blaugraue Kalksandsteine, dünnplattige Kalksandsteine mit kleinen Hieroglyphen, stets begleitet von bunten Tonschiefern und etwas Mergelschiefern. Diese schiefrigen Gesteine können daher als „Hüllschiefer“ der Neokomklippen bezeichnet werden. Daß auch diese Schiefer neokom (vgl. Götzingen, Lt. 1930) sind, beweisen (vgl. unten S. 347) neokome Fossilien.

Auch hier sind die Kalke des Neokom-Tithon Absätze des tieferen Meeres, das offenbar direkt auf dem kristallinen Untergrund transgredierte, da wir feststellten, daß in der Klippenzone mit den Kalken und Schiefen auch verschiedene kristalline Scherlinge des Untergrundes emporgepreßt wurden (Götzingen, Lt. 1927 ff.); solche kristalline Trümmervorkommen machte Götzingen von Weidlingau, der „Paunzen“, bei „Im Winkel“, von Wolfgraben und von der Schöpfnordseite bekannt (Lt. 1928 u. 1929).

F. E. Suess hat sich dieser Auffassung einer Bewegung aus der Tiefe angeschlossen, indem er die kristallinen Trümmer als Scherlinge vom moldanubisch-moravischen Untergrund ableitete (Lt. 1929) und damit gleichfalls eine frühere Auffassung von K. Friedl (Lt. 1920) über das

tektonische Prinzip dieser Zone ablehnte; übrigens sah sich K. Friedl (Lt. 1930) jüngst veranlaßt, seine frühere Annahme aufzugeben und im Sinne unserer Begründung zu berichtigen.

Nur die dünnplattigen Kalksandsteine und solche mit Hieroglyphen tragen mit den begleitenden Tonschiefern mehr eine Neokomflyschfazies zur Schau.

Die neokomen Hüllschiefer und darin eingeschalteten dünnplattigen Kalksandsteine verursachen im Gelände langgestreckte, durch Längstäler und Längstälchen ausgezeichnete Tiefenlinien mit stark abgeflachten Gehängen, die auch in Form von Gehängebändern gegen die steileren Sandsteingehänge im N und S sich absetzen. Die Schiefer wurden und sind Schauplatz starker Abtragung der Gehänge und bilden im verwitterten Zustand als bunter Ton eine ausgezeichnete Gleitbahn für die Entfaltung des Gekrieches, dessen von den Sandsteingehängen stammender Schutt hier weit über das Neokomschiefergelände gebreitet wird.

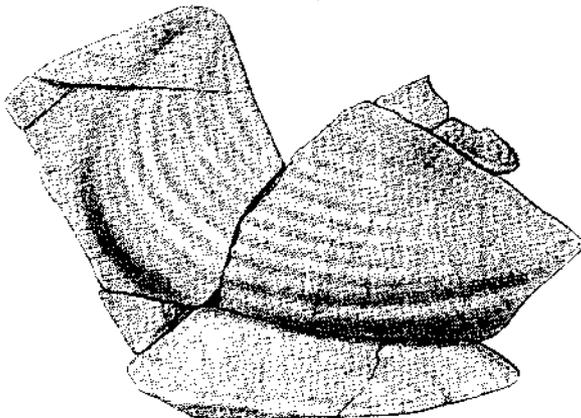


Fig. 1. Steinkern eines *Inoceramus* sp. im Neokom-Mergelkalk von Wolfsgraben
($\frac{1}{2}$ nat. Gr.).

Insbesondere an der neuen Straße von Wolfsgraben zum Wurzenhof waren diese Verhältnisse 1931 sehr gut aufgeschlossen. Man sah über den anstehenden Schichtköpfen der neokomen Kalksandsteine und Schiefer hundert Schwemm- und Verwitterungston als Gleitbasis für das aus dem eozänen Laaber Sandstein bestehende Gekrieche. So kann es kommen, daß Nummuliten aus dem südlich ausstehenden Laaber Eozän in diese Neokomzone geraten, und so haben frühere Beobachter den Schluß gezogen, daß die gesamte Breite dieser Tiefen- und Talungszone von eozänen Gesteinen gebildet sei (vgl. besonders Friedl's Karte, Lt. 1920).

Daß ein großer Teil der Schiefer tatsächlich dem Neokom angehört, wird nicht nur durch die übrige, schon erwähnte Gesteinsvergesellschaftung höchst wahrscheinlich gemacht, sondern nunmehr auch durch den Fund eines *Inoceramus* sp. (guter Abdruck der Innenseite) in den bunten Schiefen und Mergelkalen an der neuen Straße von Wolfsgraben erwiesen. (Vgl. Fig. 1.) Dieser Fund hat dadurch größere Bedeutung, weil er in den sonst als sehr fossilarm erkannten bunten Schiefen gemacht wurde. (Die Lage des *Inoceramus* senkrecht zur Schichtfläche sei noch besonders vermerkt.) Eine alte Vermutung Paul's (vgl. seine Auseinandersetzung mit Uhlig, Lt. 1894) hinsichtlich des Auftretens von Inoceramen auch im Neokom erfährt damit eine neue Bestätigung.

Übrigens gelangen uns auch Funde von Aptychen in den neokomen Hüllschiefern nahe den Neokomklippenkalken, so beim Nutzhof (Blatt St. Pölten) und bei Stollberg.

Während die Schiefer sonst als sehr fossilarm erscheinen, enthalten die Kalke nicht selten Reste von Aptychen und Belemniten, und es glückte uns, an mehreren neuen Punkten solche nachzuweisen. Während F. Trauth diese Neokomapterychenkalke vom O bis Wolfsgraben (Beerwartberg) verfolgte (Lt. 1923), konnte bei der von uns zum erstenmal genauer durchgeführten Weiterverfolgung der Klippenkalke bis zur Gölsen (Götzinger, Lt. 1930, und Becker, Lt. 1931) das Neokom an zahlreichen Punkten durch Aptychen und Belemniten nachgewiesen werden: so am Dachsbauberg südlich von Preßbaum, bei Glashütte südlich von Laaben, bei Stollberg, in verschiedenen Graben südwestlich von Stollberg bis zum Nutzhof (wo die Kalke besonders reich an Aptychen sind) und schließlich aus der Gegend von Rainfeld an der Gölsen, bzw. Bernreit. Von letzterer Fundstelle stammen überdies, gleichfalls aus Fleckenmergeln, zwei schlechter erhaltene Cephalopodenreste.

Oberkreide.

Die Oberkreidesedimente des Gebietes sind recht mannigfaltig hinsichtlich ihrer vertikalen Gliederung. Was die lithologische Zusammensetzung anlangt, so stellen die feinkörnigen blaugrauen Kalksandsteine mit wiederholten schwächeren Tonschieferlagen weitaus die Hauptmasse dar; doch fehlt es nicht an Mergel einschaltungen und Mergelkomplexen wie auch an Mürbsandsteinlagen und mächtigeren Mürbsandsteingruppen (Götzinger, Lt. 1932). Regional differenzieren sich die Oberkreidesedimente immerhin derart, daß neben Zonen von überwiegend Kalksandsteinen auch Zonen von überwiegenden Mergeln (mit Kalksandsteinen) und schließlich solche von überwiegenden Mürbsandsteinen kartographisch ausgeschieden werden können.

So dominieren im Hangenden des Randneokom in den nördlichen Oberkreidezügen weitaus die Kalksandsteine über die anderen Sedimente der Oberkreide, und es kann geradezu von einem Faziestypus gesprochen werden, welchen wir nach der Gegend von Altlenzbach, wo dieser Typus besonders gut entwickelt ist, als Altlenzbacher Schichten bezeichnen. Es herrschen weitaus die harten blaugrauen, meist etwas kieseligen, häufig krummschaligen Kalksandsteine mit etwas Tonschiefer einschaltungen vor, wogegen Mergel, ähnlich den Chondritenmergeln der Kahlenbergschichten (vgl. unten S. 350), beinahe ganz zurücktreten. Verschiedene körnige Mürbsandsteine, zuweilen mit Kohlenhäcksel, treten bisweilen auf.

Ähnliche Mürbsandsteine mit Orbitoidenführung gaben offenbar K. Friedl (Lt. 1920) Anlaß, in der äußeren Randzone des nördlichen Wienerwaldes von einer eigenen Orbitoidenkreidefazies zu sprechen. Das Vorkommen in einem ganz schmalen Streifen, wie er nach der Karte von Friedl vorliegen soll, scheint nicht geeignet zu sein, hier die Schichtenvergesellschaftung dieser Zone erfassen zu wollen, wozu noch der Umstand kommt, daß die wiederholten neueren Begehungen dieser Zone auch Schichtglieder erkennen ließen, welche sicher nicht

zur Oberkreide gehören: so liegt darin in der Umgebung von Altenberg Nummuliten führendes Eozän oder am Tulbinger Kogel, bzw. an dessen SO-Flanke unbedingt Neokom (z. T. Neokomkalk) vor. — Orbitoiden führende grobe Mürbsandsteine sind übrigens — nach den Erfahrungen weiter im W — in dieser Oberkreiderandzone nicht das dominierende Schichtglied, denn immer wieder kommen auch Kalksandsteine, häufig krummschalig, ganz vom Charakter der Oberkreiderandzone, mit Tonschiefern und sandigen Schiefern vor.

Eine ganz lokale Ausbildung und eine nicht unwesentliche Ausnahme in der Gruppe der Altenglbacher Schichten bilden die Kirchstettener Mergel, welche südlich von Kirchstetten, bzw. Waasen anzutreffen sind. Die Gesteinsvergesellschaftung ist durch ein starkes Überwiegen von hellen Tonmergeln und Tonmergelschiefern mit massenhaft Helminthoideen über die blaugrauen Kalksandsteine charakterisiert. Solche und ähnliche Helminthoideenmergel erscheinen sonst, wie unten noch angeführt wird, vornehmlich in den südlicheren Zonen der Oberkreide, besonders in den Kahlenberger Schichten.

In den zum Teil grobkörnigen Mürbsandsteinen (mit etwas Chondriten) offenbar der Oberkreide (bzw. wahrscheinlich der unteren Abteilung der Oberkreide) bei Pyhra tritt im dortigen Steinbruch lokal eine Einlagerung des Loitzenberg-Konglomerates (Götzinger, Lt. 1932) auf: es besteht aus Geschieben folgender Gesteine: Neokomkalk, -kalksandstein, Oberneokom(?) -Kalksandstein, Tithon-Neokomkalk, Hornsteinkalk, Jurahornsteine, selten Granit, wogegen Gerölle von Oberkreide und insbesondere des Eozäns fehlen; wahrscheinlich handelt es sich um Schutteinschwemmungen eines kretazäischen Wildbaches vom damals benachbarten Ufergelände her, das über dem Granitgrundgebirge eine Jura-Neokom-Bedeckung aufwies. Das Konglomerat gestattet also eine Rekonstruktion der geologischen Verhältnisse des damaligen Altlandes. Das bis faustgroße Geschiebe führende Konglomerat geht in Grussandstein über.

Die Gesteinsausbildung der vorwiegenden Kalksandsteine geht scheinbar aus den neokomen Kalksandsteinen hervor, wobei jedoch in den Oberkreide-Kalksandsteinen mehr das sandigglimmerige Element überwiegt, hingegen in den neokomen Kalksandsteinen das kalkige Element mehr zur Geltung kommt. Gewisse Lagen, vermutlich die Grenzzone im Oberneokom (Götzinger, Lt. 1932) einnehmend und durch besonders feinkörnige, grauviolette, äußerlich hell verwitternde, dichte Kalksandsteine gekennzeichnet, führen, bei makroskopischer Betrachtung fossilieer, unter dem Mikroskop eine reiche Mikrofauna mit zahlreichen Foraminiferen, Spongiennadeln n. dgl.

So ergab z. B. eine Kalksandsteinprobe aus der Gegend zwischen Oltersbach und der Rothenbacher Höhe Reste von Echinodermen, Lithothamnien, Spongien und von Foraminiferen: *Operculina*, *Biloculina*, *Cristellaria*, Globigerinen, *Textularia*, *Oligostegina laevigata*, Orbitoiden-Reste u. a. (nach freundlichen Bestimmungen von Max Richter, Bonn).

Aus dem Verbreitungsgebiet der Altenglbacher Schichten seien erwähnt u. a. deren ausgedehntere Zonen vor allem in der weiteren Umgebung von Altenglbach und des Kuhreiterberges (südlich von Neulenglbach) und in der Umgebung von Kasten (Stössingtal).

Im faziellen Gegensatz zu den Altenglbacher Schichten stehen, um nur die Hauptunterschiede festzulegen, die sogenannten Kahlenberger Schichten, welche aus einer Wechsellagerung von Mergeln (Zementmergel), Kalksandsteinen und Tonschiefern bestehen, wobei aber die feineren Elementen zur überwiegenden Geltung gelangen. Allerdings fehlen Lagen von körnigen Sandsteinen und von Mürbsandsteinen auch dieser Zone nicht ganz.

Einige Hauptzüge der Kahlenberger Schichten hat schon D. Stur annähernd richtig auf seiner geologischen Karte (Lt. 1894) zum Ausdruck gebracht: so den mit dem Kahlenberg und bei Klosterneuburg beginnenden Zug über den Exelberg ins Wiental bei Purkersdorf und Tullnerbach; das von D. Stur nordwestlich vom Schwabendörf ange deutete Vorkommen dieser „Inoceramenmergel und Sandsteine“ erwies sich jedoch breiter und erheblich länger durchstreichend (Götzinger, Lt. 1928), und es konnte diese Zone, das Große Tulltal unterhalb Laaben verquereud, in den Umgebungen von Stössing und Michelbach usw. durchverfolgt werden. In typischer Ausbildung erscheinen die Kahlenberger Schichten auch z. B. im Bereich des Amerlingkogels und der Traxelhöfer Anhöhe. In Einzelheiten über die regionale Verbreitung der Kahlenberger Schichten und gewisser Mürbsandsteinzüge der Oberkreide einzugehen erübrigt sich in dieser vorwiegend paläontologischen Untersuchung.

Stellenweise nehmen Mürbsandsteine (Götzinger, Lt. 1931) eine größere Mächtigkeit in der Oberkreide an, so daß geradezu von Mürbsandsteinzonen gesprochen werden kann, welche in längerem Streichen anhalten und weithin verfolgbare Höhenzüge aufbauen. Im Gegensatz zu den Kalksandsteinen der Altlenbacher Schichten sind diese Sandsteine sehr tiefrindig und leicht verwitterbar und erscheinen, wenn auch ihr tieferer Kern bläulich ist und den ursprünglichen Kalksandstein verrät, in den mächtigen Verwitterungsrinden als mürb zerfallende, rostigbräunliche oder braungraue Sandsteine. Solche Mürbsandsteine der Oberkreide kommen, wie besonders betont wird, in allen Oberkreidezonen in größerer oder geringerer Mächtigkeit als Einschaltung vor und haben dann auch vielfach zu Verwechslungen mit dem ähnlich mürben Greifensteiner Sandstein geführt.

Es sei hier eingeschaltet, daß unter die Mürbsandsteinzonen, deren Gliederung und Stellung im einzelnen einer späteren Arbeit vorbehalten sein soll, auch zum Teil körnige Sandsteine fallen, welche Friedl (Lt. 1920) den Auläß gaben, von einer eigenen „Seichtwasserkreide“ zu sprechen. Wir betonen aber, daß die bezeichnenden Eigenschaften dieser „Seichtwasserkreide“ (teilweise Grobkörnigkeit, Kohleureste, Pflanzenhäcksel und Tongallen) auch in jeder Oberkreidezone des Wienerwaldes anzutreffen sind, so auch in den Altlenbacher und Kahlenberger Schichten (Götzinger, Lt. 1928, 1929, 1930).

Wir haben diese Gesteinsunterschiedlichkeiten deshalb hier angeführt, weil sie nicht nur faziell-sedimentologisch, sondern auch hinsichtlich der Fossilführung von verschiedentlicher Bedeutung sind. Während nämlich z. B. die Altlenbacher Schichten seltener Lagen von Chondriten enthalten, ist die Führung von Chondriten und Helminthoideen im Bereich der Kahlenberger Schichten sehr häufig und geradezu bezeichnend; hier sind es die Mergel und Mergelschiefer vor allem, weniger die Kalksandsteine, welche diese Lebensspuren enthalten. Im Bereich der Mürbsandsteine wiederum treten die Chondriten mit Ausnahme ihrer Lage in zuweilen eingeschalteten Mergelschiefern vollständig zurück. Daß sich bestimmte Fossilreste, so besonders Inoceramen, Ostreen und Cephalopoden an dünner schichtige Ablagerungen knüpfen, ist uns eine Erfahrungstatsache geworden.

An Fossilien haben wir aus den einzelnen Oberkreidezonen folgende neue Aufsammlungen gemacht.

Die Altlenbacher Schichten scheinen, zumindest nach dem gegenwärtigen Stand unserer Untersuchungen, fossilärmer zu sein als die anderen Zonen der Oberkreide. Immerhin gelang auch in der nördlichen Randzone südlich von Kirchstetten der erste Fund eines *Inoceramus* sp. in Kalksandsteinen, welche mit den erwähnten Kirchstettener

Mergeln wechsellageru. Am Riederberg oberhalb Gablitz gelangten ferner durch uns in mürberen Kalksandsteinen der Oberkreide Reste dünn-schaliger Bivalven, vielleicht von dünn-schaligen Ostreen, neu zur Aufsammlung. Aus sicheren Oberkreideschichten stammen ferner aus dem Flyschmaterial der 2. Wiener Hochquellenwasserleitung, das uns gütigst durch die Herren Professor F. X. Schaffer und Dozent F. Trauth zur Bearbeitung überlassen wurde, die sonst noch nicht beschriebenen Fossilien aus der Wasserleitungsstraße südöstlich von Lanzendorf (Ostgrenze des Bl. St. Pölten): ein seltener Fund von *Turritella*, dünn-schalige Ostreen, *Pecten*-Fragmente und ein Bruchstück eines *Inoceramus*.

Des Interesses halber erwähnen wir noch Harzreste, die wir im Bereich dieser Zone aus zwischen Kalksandsteinen eingeschalteten Mürb-sandsteinen bei Liechtenstein südlich von Altengbach mit reichlichen Kohlenhäcksellagen fanden. Bekanntlich waren Harzreste sonst nur aus den Oberkreidesandsteinen von Hütteldorf (Rosental) und aus dem eoänen Greifensteiner Sandstein vom Pallerstein gesammelt worden.

Die Kahlenberger Schichten sind seit jeher durch eine verhältnis-mäßig reichere Fossilführung ausgezeichnet erkannt worden (vorwiegend Inoceramen und andere Bivalven, als große Seltenheit Ammoniten). Neuerdings gelangten von uns wiederum an mehreren Orten Inoceramen, Ostreen usw. zur Aufsammlung:

So aus den typischen Kahlenberger Schichten größere Bruchstücke von Inoceramen in den Steinbrüchen im unteren Dammbachtal bei Untertullnerbach und im unteren Mauerbachtal; ferner fanden wir wieder (seit Keller, Lt. 1883) innerhalb einer Sandstein- und Tonschiefergruppe der Oberkreide im Steinbruch östlich von Station Tullnerbach-Preßbaum in mehreren Horizonten größere Bruchstücke von *Inoceramus* sp. (vgl. Taf. XI b) zugleich mit dünn-schaligen kleinen Ostreen, *Ostrea* cf. *minuta*, nebst kleinen wurmähnlichen Hieroglyphen und Koproolithen aus kleinen Inoceramenfragmenten (vgl. Taf. X c und d, unten S. 375). Aus Kahlenberger Schichten rührt ferner ein größeres faseriges Bruchstück einer großen Inoceramenschale aus dem unteren Hendelbachgraben östlich vom Hegerberg (südlich Böheimkirchen) her;¹⁾ dann legte uns Herr F. Kümel aus den Kahlenberger Schichten aus einem mittel- bis grobkörnigen Sandstein dieser Zone von Vorder-Hainbach einen Fund einer kleinen dünn-schaligen *Ostrea* sp. mit Seeigelstacheln und Bryozoenresten vor.

In der nächsten Nachbarschaft, im Augustinerwald, fanden wir den Purkersdorfer und Preßbaumer Funden ganz ähnliche Koproolithen (aus Inoceramenbruchstücken bestehend) nebst *Paleodictyon* sp., das sonst im Wienerwald-Flysch bisher nur im eoänen Greifensteiner Sandstein bekannt war. (Auf einen Fund eines *Inoceramus* sp. aus den Kahlenberger Schichten der Umgebung von Klosterneuburg-Weidling [Südseite des Buchberges] machte uns Herr Dr. H. Haberlandt freundlichst aufmerksam.)

¹⁾ Dieses Belegstück wurde der Sammlung des paläobiologischen Instituts der Universität Wien überlassen.

In einer Oberkreidefazies, welche die Mergel der Kahlenberger Schichten mit Sandsteineinschaltungen vereint, konnten wir im Steinbruch östlich von Station Unter-Purkersdorf größere Schalenbruchstücke von Inoceramen neuerdings massenhaft sammeln sowie aus Inoceramenbruchstücken bestehende Koprolithen (nebst Chondriten und Helminthoideen) finden; besonders hervorzuheben ist aber von hier unser Fund eines neuen Flyschammoniten (vgl. Tafel XIa), der erste Neufund eines Cephalopoden seit dem durch Toulà (Lt. 1893) bekannt gewordenen *Mantelliceræ* (*Acanthoceras*) *Mantelli* Sow. Herr Dozent Dr. F. Trauth hatte die Freundlichkeit, die Bestimmung vorzunehmen, wofür ihm der verbindlichste Dank ausgesprochen sei. Es liegt ein *Gaudryceras* cf. *mite* Hauer vor. Nach C. Diener (Fossilium Catalogus, Pars 29, 1925, pag. 49) kommt *Gaudryceras* cf. *mite* bloß im Senon vor und gilt als dessen Leitfossil.

Nach Diener ist *Gaudryceras* aus den alpinen Gosauschichten, aus den Ostkarpathen, Frankreich, Norddeutschland (Lüneburg) und von Grahamland bekannt geworden.

Was den oben genannten Toulà'schen Ammonitenfund in seiner Bedeutung für die stratigraphische Gliederung der Flyschoberkreide anlangt, so scheint uns übrigens der Erhaltungsstand jenes nach Diener im Cenoman vorkommenden Cephalopoden nicht ganz geeignet zu sein (Exemplar stark zusammengedrückt und schwierig bestimmbar), um aufgrund beider Ammonitenfunde eine nähere Oberkreidegliederung schon jetzt formulieren zu wollen.

Nicht unwesentlich von unseren neuen Fossilfunden ist ferner eine eigenartige problematische Lebensspur (vgl. Fig. 2), die wir noch nicht benennen und die anderen Ursprunges sein dürfte als die Chondriten. Im Gegensatz zu diesen besteht sie aus einer schnurartigen Aneinanderreihung mehrfach unterbrochener rundlich-eckiger Lamellen. Da sie auch anderenorts nach unseren Feststellungen an die Oberkreideschichten gebunden erscheint und bei Purkersdorf mit sicheren Oberkreidefossilien verknüpft ist, so dürfte sie zumindest lokal für den Wienerwald-Flysch als ein leitender Fossiltypus der Oberkreide angesehen werden können.

Südlich der Zone der Kahlenberger Schichten verläuft ein Zug von Oberkreide, der infolge Führung von Chondritenmergel, Kalksandsteinen und Tonschiefern mit den eigentlichen Kahlenberger Schichten sehr verwandt ist, aber durch Einschaltungen von einigen mächtigen Sandstein-komplexen von den typischen Kahlenberger Schichten sich scheinbar unterscheidet. Friedl hatte diese Zone in seine „Seichtwasserkreide“ gestellt (Lt. 1920) und das Vorkommen von Inoceramen darin als recht selten bezeichnet.

Wir können daraus 2 neue Inoceramenfunde melden: so vom Mühlberg bei Weidlingau, aus einem graubraunen, sehr feinsandig-tonigen, dünnplattigen Horizont nahe einer sehr chondritenreichen Mergelschieferlage [Jaeger hatte von hier Orbitoiden (Lt. 1914)]; in einer ganz ähnlichen geologischen Position, wie sich im Gegensatz zur Friedlschen Karte herausstellte, im oberen Deutschwaldtal südlich von Purkersdorf befindet sich unser nächster Inoceramenfund: in einer Wechsellagerung von Kalksandsteinen und Tonschiefern mit grobkörnigem Kalksandstein fanden sich hier größere Bruchstücke von Inoceramen.

Daß die weitere Fortsetzung dieses Oberkreidezuges — in Berichtigung der Karte Friedls — über den Feuerstein und Frauenwartberg gegen SW verläuft, konnte übrigens auch schon durch Trauth's Fund von Oberkreidefossilien (Lt. 1922), im Wasserleitungsstollen durch den Beerwartberg angenommen werden.

Der weitere Verlauf dieses Oberkreideaufbruches läßt sich nach den Kartierungen Götzingers (Lt. 1929, 1930, 1932) stets nördlich der Hauptklippenzone in ähnlicher lithologischer Ausbildung über Unterkniwald, Ranzenbach, Lengbachtal, Bärengaben, Gaisrucktal bis nördlich

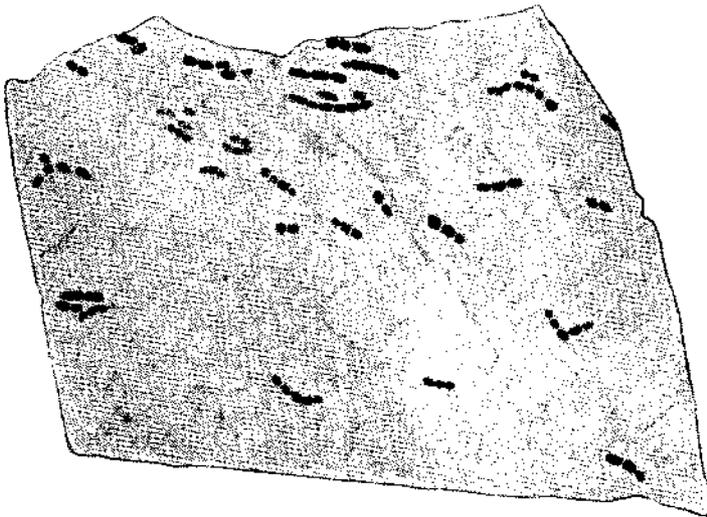


Fig. 2. Problematische Lebensspuren im Oberkreide-Sandstein bei Unter-Purkersdorf
($\frac{1}{2}$ nat. Gr.).

des Schöpfils und weiter über Wöllersdorf, Hummelberg mit SW-Streichen bis in die Gegend von St. Veit a. d. Gölzen verfolgen. Darin fanden sich im Laabener Tal bei Wöllersdorf neben Kohlenhäcksel auch Stücke von Glanzkohle und bei Kropfsdorf recht reichlich Kohlenhäcksel nebst Sandsteinen mit mannigfach ausgebildeten Hieroglyphen.

Die Aufzählung unserer neuen Oberkreide-Fossilfunde hiemit beschließend, muß besonders betont werden, daß die zahlreichen Vorkommen von Chondriten (Fukoiden), Helminthoideen und von ähnlichen Lebensspuren sowie auch von verschiedenen Hieroglyphen, soweit sie hiehergehören, nicht fundortweise angeführt werden können. Wir stimmen mit den Feststellungen der früheren Beobachter überein, daß namentlich den Helminthoideen die Rolle von Leitfossilien zufällt, wozu wir außer den Inoceramen noch die damit häufiger zusammen vorkommenden dünnchaligen Ostreen stellen.

Eozän.

Mehr noch als bei den Oberkreide-Sedimenten entwickelt sich im Eozän eine auffallende fazielle Differenzierung; der Greifensteiner Sandstein in seiner typischen Ausbildung im N ist faziell-lithologisch

und auch faunistisch gänzlich verschieden von dem Laaber Sandstein im S.

Der Greifensteiner Sandstein ist ein meist körniger, am Flysch-nordrand grobkörniger Quarzsandstein, der häufig dicke Bankung und konkretionäre Sandsteinkugelbildung erkennen läßt. Bei dünnerer Bankung sind ihm stets sandige Tonschiefer und Tone von meist brauner bis grauer Farbe zwischengelagert; nur selten treten Mergelschiefer-Einschaltungen auf. Gewisse ankrummschalige, kohlenhäckselführende, plattige Kalksandsteine der Oberkreide erinnernde Lagen fehlen nicht ganz. Bei der Verwitterung bildet der Greifensteiner Sandstein stets einen Mühsandstein mit tiefrindiger Zersetzung und ein sehr grobblockiges Gekriech.

Im Gegensatz dazu ist der Laaber Sandstein (erstmalige Bezeichnung vgl. Göttinger, Lt. 1928) ein vorwiegend feinkörniger, nur in dünnen Lagen grober körniger Sandstein, der fast stets, zuweilen stark kieselig wird. In letzterem Falle entstehen die glasigen Quarzitsandsteine und die harten Glitzersandsteine. Die Zone des Laaber Sandsteines ist von zahlreichen mächtigen Tonschiefer- oder Tonmergelschiefer- und Mergelschiefer-Komplexen durchzogen; sie erscheinen in einer so mächtigen Entwicklung, z. B. bei Laab a. W., daß die Sandsteine in den Hintergrund treten und von Laaber Schiefnern gesprochen wird. Beim ersten Anblick scheinbar dickbankig und massig entwickelt, bestehen sie eigentlich aus stark schiefriggeschichteten und stark durchklüfteten, splittrig zerfallenden, grau bis braungrauen Ton- und Mergelschiefen von wechselndem Kiesel- und Kalkgehalt. Im Gegensatz zum Greifensteiner Sandstein handelt es sich bei den Laaber Sandsteinen und Schiefnern sicherlich um ein wesentlich küstenferneres Sediment.

Die nördlichen Züge des Laaber Sandsteins tragen allerdings gegenüber dem südlichen Hauptverbreitungsgebiete eine gewisse Unterschiedlichkeit der Sedimententwicklung zur Schau. Zu den echten kieseligen Laaber Sandsteinen gesellen sich nämlich reichlicher dickbankige, dichte, sehr harte Quarzite und Quarzitsandsteine, gleichfalls häufig mit Mangan-klüften, wie sie auch den Laaber Sandstein auszeichnen, und kieselige Kalksandsteine, welche sogar auffallende Ähnlichkeit mit Oberkreide-Kalksandsteinen aufzeigen. Auch erscheinen hellbraune, massigere Sandsteine, welche zwar dem Greifensteiner Sandstein ähneln, aber entschieden kieseliger sind, ohne aber den Typus des kieseligen Laaber Sandsteins zu erreichen (vgl. Göttinger, Lt. 1928f.). Indem die Gesteinsvergesellschaftung im großen eine etwas andere ist als in der eigentlichen Laaber Sandsteinzone im S, so haben wir diese Zone als die Gablitzer Zone des Laaber Eozäns bezeichnet; daß hier gleichfalls Eozän vertreten ist, bezeugen neuerdings Nummulitenfunde.

Was die regionale Verbreitung des Greifensteiner Sandsteins anlangt, so begleitet dieser — von den S. 356 erwähnten, infolge von Oberkreide-Aufbrüchen erfolgten kulisseuartigen Teilungen abgesehen — die Oberkreide-Randzone: vom Donautal bei Greifenstein und Kritzendorf gegen SW über den Troppberg und Rekawinkel ins Gr. Tullntal (Neustift), um mit mehr O-W-Streichen beim Schönberg südöstlich von Kasten zu endigen. Ein anderes Hauptverbreitungsgebiet bildet der Hauptkamm des Wienerwaldes (Pfalzberg, Jochgrabenberg, Hochstraß); diese Zone verquert das Gr. Tullntal bei Laaben.

Die Verbreitung des Laaber Sandsteins (und Schiefers) hat eigentlich schon D. Stur in großen Zügen richtig erkannt; sie befindet sich im wesentlichen südlich der

Hauptklippenzone, doch treten auch schmale Kulissen knapp nördlich derselben auf. Dem Laaber Eozängebiet gehört der Schöpfungskamm als höchste Erhebung an (Götzing, Lt. 1928).

Diese verschiedenen Fazieszonen des Eozäns, speziell der Greifensteiner Sandstein, sollen nunmehr hinsichtlich der Fossilführung auf Grund unserer neuen Funde erörtert werden.

Greifensteiner Sandstein.

Bisher waren aus dem Greifensteiner Sandstein nur einige Nummulitenvorkommen und Hieroglyphen in einigen Steinbrüchen bekanntgeworden.

F. v. Hauer, der die ersten Funde von Nummuliten im Greifensteiner Eozän gemacht hatte (Lt. 1850, 1857, 1858), bezeichnete ihr Vorkommen noch als recht selten. Es waren recht schlecht erhaltene Nummuliten. Später gelangten hin und wieder einige wenige Nummuliten aus der Greifensteiner Zone in die Wiener Sammlungen. So sind einige von D. Star (Lt. 1894) und C. M. Paul (Lt. 1898) gesammelt, durchweg recht schlecht erhaltene Stücke in der Kollektion der Geologischen Bundesanstalt vorhanden, die seinerzeit von V. Uhlig bestimmt wurden. Auch in der Kollektion R. J. Schuberts in der Geologischen Bundesanstalt fanden sich eine Anzahl von Nummuliten aus Greifenstein und Höflein a. D. Schließlich standen uns zum Vergleich mit unseren gleich zu erwähnenden Aufsammlungen aus dem Gebiet noch einige Nummuliten und Foraminiferen der Greifensteiner Umgebung in der Kollektion des Naturhistorischen Museums durch die dankenswerte Vermittlung von F. X. Schaffer und F. Trauth zur Verfügung.

Von Interesse ist, daß die bedeutsamen Funde Jaegers durchaus nur der Laaber Sandsteinzone entstammen, während er im Greifensteiner Sandstein an Nummuliten keine neuen Funde liefern konnte. Daher beruht die Eintragung von fünf¹⁾ Nummulitenvorkommen im Greifensteiner Sandstein auf Friedls Karte auf den alten Angaben und alten Aufsammlungen.

Unsere eingehenden Forschungen haben nunmehr aus dem Greifensteiner Sandstein Nummuliten und andere Foraminiferen an mehreren neuen Fundorten und überdies in überaus großer Anzahl erbracht, aber auch zum erstenmal ganz neue und große Faunenvergesellschaftungen mit Nummuliten kennen gelehrt, wozu an vielen neuen Lokalitäten zahlreiche, zum Teil neue Hieroglyphen treten. Es erwies sich der Greifensteiner Sandstein geradezu als die fossilreichste Zone des Wienerwald-Flysches; an einzelnen Stellen glückten uns reiche Aufsammlungen, so an einer Stelle am Nordrand von zirka 600 Stück Fossilresten.

Dieser Erfolg kam allerdings nur dadurch zustande, daß besonders in Steinbrüchen von uns in oft tagelanger Arbeit viel Material aufbereitet und durchgeklopft wurde.

Bevor wir uns der Erörterung unserer neuen Fossilfunde zuwenden, soll noch auf eine Zonengliederung des Greifensteiner Sandsteingebietes hingewiesen werden, weil sie nicht nur lithologisch, sondern auch zum Teil faunistisch von Bedeutung ist. In der äußersten Greifensteiner Sandsteinkulisse, welche von Höflein und Greifenstein gegen Altenberg zieht, zeigt sich der Sandstein viel grobkörniger, ja stellenweise konglomeratisch: zu Quarz- und Kristallingeröllen treten häufig größere

1) Die Angabe des Ortes des fünften Nummulitenfundpunktes (nordnordöstlich vom Langstöger Berg, östlich vom Hartelgraben) erscheint uns unsicher, da der Steinbruch an dieser Stelle nach unserer Begehung Oberkreidegesteine zeigt.

Gerölle und Trümmer von Neokom- und Jurakalken und Hornsteinen, als Beweis einer damaligen Transgression des Eozänmeeres über das von Jura und Neokom bedeckte kristalline Altland. In zwei südlichen Kulissen ist hingegen der Greifensteiner Sandstein fast durchweg feinkörniger: die eine davon verläuft von Kritzendorf über den Sonnberg und Poppenwald in die Hagenbachklamm, die andere vom Hohenauberg südlich Kierling zum Pallerstein am Troppberg und weiter südwestlich, um nur die Verhältnisse im nordöstlichen Teil des Wienerwaldes zu beleuchten (ausführlicher bei Götzing, Lt. 1932).

Die Trennung dieser drei Greifensteiner Kulissen wird durch Oberkreide-Aufbrüche bewirkt, wie der lithologische Charakter dieser Schichten dartut. Damit erfährt die von Friedl auf seiner Karte (Lt. 1920) noch einheitlich aufgefaßte, breit streichende Greifensteiner Zone eine nicht unwichtige, in einigen vorläufigen Berichten bereits von Götzing (Lt. 1926, 1927, 1928, 1929, 1930 und 1932) angedeutete Gliederung.

Die äußere Zone und die beiden inneren Greifensteiner Züge verhalten sich nach unseren Untersuchungen bei sonstiger Analogie hinsichtlich der Faunenvergesellschaftung insofern verschieden, als in der äußeren, mehr grobkörnigen, daher strand- und küstennäher gebildeten Greifensteiner Kuhse die Fossilien viel häufiger und besser erhalten sind.

Äußerer Greifensteiner Sandstein.

Im äußereren Greifensteiner Sandstein, und zwar fast immer in dessen größeren Lagen, fanden wir an mehreren Stellen reiche Faunenvergesellschaftungen, so Foraminiferen, darunter Orbitoiden, Nummuliten, Assilinen, Alveolinen (darunter *Alveolina oblonga*), *Operculina* (darunter *O. complanata* d. Orb.), Bryozoen, Serpula (darunter *S. spirulea* u. a.), ferner inoceramähnliche Fragmente, Bruchstücke dickschaliger Ostreen, von *Pecten* und *Cardium*, Steinkerne von Gastropoden (darunter *Trochus* sp.), Fragmente und Stacheln von Seeigeln, schließlich zwei Fischzähne.

Dazu kommen endlich neue Fundorte und neue Funde von diversen Hieroglyphen, deren Analyse später gegeben wird (ab S. 364).

Nummuliten.

Die Nummuliten werden vorwiegend in meist schlechtem Erhaltungszustand angetroffen, woraus sich die früheren, spärlichen Aufsammlungen erklären. Wenn wir nunmehr ein reicheres Material davon vorlegen können, so ist — nebst dem viel größeren Zeitaufwand für die Suche — die Ursache darin zu sehen, daß es uns glückte, gewissen Lagen beizukommen, wo die Nummuliten der sonst fast immer eingetretenen Zersetzung und Verwitterung entgingen. Da die Nummuliten sozusagen das empfindlichste Instrument für den Ausbau einer stratigraphischen Gliederung darstellen, so haben wir auf deren reiche Aufsammlung besonderes Gewicht gelegt und das hesterhaltene Material davon zwecks einwandfreier und moderner Bestimmung und Bearbeitung an den bekannten Spezialisten Paul Rozlozsnik (vgl. Lt. 1927) von der kgl. ungarischen geologischen Anstalt in Budapest gesandt. Unsere eigenen

reichen Aufsammlungen ergänzten wir dabei durch das schon erwähnte Nummulitenmaterial der Wiener Sammlungen, wobei auch das von Schubert aufgesammelte, aber noch nicht bestimmte Material miteinbezogen wurde. Wir benutzen die Gelegenheit, um Herrn Paul Rozlozsnik, der sich mit großer Mühe und Sorgfalt der umfangreichen Untersuchung unterzog, den herzlichsten Dank zum Ausdruck zu bringen.

Nach den Untersuchungen von Paul Rozlozsnik konnten folgende Nummuliten und Assilinen bestimmt werden. Seinen Bericht bringen wir fast wörtlich unter Anführungszeichen.

Gruppe der *Nummulina atacica* Leym.

Die Vertreter dieser Gruppe sind in den Aufsammlungen am reichlichsten vorzufinden. Dabei sind neben kleinen Exemplaren von der Größe der *N. globula* Leym. bis zu jener der *N. atacica* Leym. alle möglichen Übergänge vorhanden.

a) *Nummulina atacica* typ. und var. *minor*.

Gestalt linsenförmig, mit mäßig scharfem Rand, welcher oft einen flachgewellten Verlauf erkennen läßt. Der Verlauf der Septallinien gleicht bei geringer Schalengröße einem gestreckten „S“, bei bedeutender Schalengröße ist er mehr gewunden.

Es liegen nur B-Formen (megalosphärische Formen) vor; ihre Kennzahlen sind in folgender Tabelle zusammengestellt, wobei π eine Verhältniszahl der Dicke des Dorsalstranges und der Höhe der Kammern, α eine Verhältniszahl der Länge und Höhe der Kammern und (für die folgenden Tabellen) μ den Durchmesser der Megalosphäre bedeutet:

Durchmesser (mm)				Windungszahl		
Dicke (mm)				Radius		
5·7—6	6·5—7·5	8·6—9	11	8—9	8—12	11—12
2·3—2·4	2—3·4	2·8—3	3·5	2·5	3—4	4—5·5

Septenzahl in $\frac{1}{4}$ der							π	α
4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	
Windung							$\frac{1}{2}-1$	$> 1 >$
5—7	5·8	5·8	6—9	7—9	8—9	9—10		

Im Hauptschnitt weisen sie eine ziemlich regelmäßige Aufrollung auf. Größere Exemplare lassen eine Annäherung der letzten zwei Windungen erkennen. Die Septen sind meist schief angeordnet, mäßig gebogen. Form der Kammern meist rhombisch bis ins hreitsichelförmige übergehend. Sie sind meist isometrisch, randlich des öftern länger als

hoch, mitunter 2- bis 3mal so lang als hoch. Letztere Kammern gemahnen an jene der *N. perforata*, daher auch gewisse Anklänge an *N. obesa* Leym. vorhanden sind.

Vom Typus unterscheiden sich unsere Exemplare durch ihre geringere Größe, eine dichtere Aufrollung und eine oft etwas mehr schütterere Septenanordnung. Diese Unterschiede können zur Abscheidung der var. *minor* dienen.

Fundorte: Höflein, Kronstein, Kritzendorf, Altenberg.

b) *Nummulina globula* Leym.

Es liegen gleichfalls nur B-Formen vor.

Windungszahl Radius	Septenzahl in $\frac{1}{4}$ der			π	α
	4.	5.	6.		
$\frac{6-7}{1 \cdot 4 - 2 \cdot 2}$	4-5	5-6	5-8	$\frac{1}{2} - \frac{1}{3}$	$> 1 >$

Fundort: Höflein.

c) *Nummulina rotularia* Desh.

Von dieser Art liegen nur vom Fundort Altenberg ein mikrosphärisches Stück und von Höflein zwei megalosphärische Exemplare vor.

Durchmesser Dicke	Windungszahl Radius	Septenzahl in $\frac{1}{4}$ der						π	α	μ	
		2.	3.	4.	5.	6.	7.				8.
B-Form. . $\frac{5}{2 \cdot 5}$	$\frac{8}{3}$	—	—	—	—	7-8	9	9	$\frac{1}{2}$	—	—
A-Form. . . —	$\frac{3-4}{1 \cdot 2 - 2}$	4-6	5-7	8	—	—	—	—	$\frac{1}{2} - \frac{1}{4}$	3	0.2-0.3

Es sei noch hinzugefügt, daß alle Exemplare der Gruppe *N. atacica* einen einfach gestreiften Verlauf der Septallinien erkennen lassen. Ob dies freilich auch in den inneren Windungen immer der Fall ist, könnte nur ein Ausschleifen der Schalen entscheiden. Jedoch scheint dies nicht der Fall zu sein; es lassen nämlich auch die kleinen Exemplare keine Granulationen erkennen und beim Ablösen innerer Windungen war auch keine Spur davon vorhanden. Nur in einem Fall konnten spornförmige Ansätze, wie sie *N. prae-Lucasii* Douv. kennzeichnet, beobachtet werden.

Gruppe der *Nummulina planulata* Lmk.

Es sind mehrere Exemplare vorhanden, die sich in der Septenform der französischen *N. planulata* anschließen.

N. planulata Lmk. var. *sparsiseptata*.

Die Kennzahlen der B-Form sind folgende:

Durchmesser Dicke	Windungszahl			Septenzahl der					
	Radius			4.	5.	6.	7.	8.	9.
$\frac{13}{5}$	$\frac{6}{3 \cdot 2}$	$\frac{8}{5}$	$\frac{8-9}{6-6 \cdot 5}$	6-7	5-9	6-9	7-10	10-13	10
—	$\frac{8-9}{5}$			—	8-10	9-14	12-20	14-17	—

π	α	
$\frac{1}{3}-\frac{1}{5}$	2-4	var. <i>sparsiseptata</i>
$\frac{1}{4}-\frac{1}{5}$	4-6	französischer Typus (nach de la Harpe)

Ein Vergleich der Kennzahlen belehrt uns, daß bei sonst gleicher Aufrollungsdichte unsere Exemplare eine mehr schütterere Septendichte aufweisen, die dann auch eine geringere relative Höhe der Kammern bedingt. Auch bleibt bei unseren Exemplaren der Schnitt nach der 5. Windung sich ziemlich gleich.

Von der A-Form liegt nur ein Exemplar vor. Bei einem Radius von 2 mm finden wir 3 Windungen. Die ziemlich große elliptische Megalosphäre besitzt den durchschnittlichen Durchmesser von 0.45 mm. In der 1. Windung sind 2 bis 3, in der 2. 6 und in der 3. 8 Septen zu zählen.

Gruppe der *Nummulina irregularis* Desh.

Die nicht reichlich vorhandenen Exemplare dieser Art lassen immerhin auch zwei Arten obiger Verwandtschaft erkennen.

a) *Nummulina irregularis* Desh. var.

Ein megalosphärisches Exemplar vom Fundort Altenberg zeigt dieselbe lockere Aufrollung, wie sie von einem Exemplar der de la Harpe'schen Sammlung zu Lausanne (Platte Nr. 4398, Fundort Stockweid, Iberg) bekannt ist. Es finden sich bei einem Radius von 2.5 mm 3 Windungen. Sonstige Kennzahlen sind folgende:

Septenzahl in der			π	α	μ mm
1.	2.	3.			
Windung					
3	7—8	13	$1\frac{1}{5}$ — $1\frac{1}{8}$	5—10	0·2

Von demselben Fundort ist noch ein ungespaltenes Exemplar vorhanden. Es liegt also zweifellos eine locker aufgerollte Form des Formkreises der *N. irregularis* vor, da wir aber die A-Formen der Typen noch gar nicht oder nur ungenügend kennen, ist unsere Form keiner bestimmten Varietät zuweisbar.

b) *Nummulina Fischeuri* Prever.

Mehrere B-Formen der Fundorte Kronstein, Höflein und Altenberg lassen den Kammertypus der *N. Pratti* erkennen, erreichen aber eine geringere Größe.

Ihre Kennzahlen sind die folgenden:

Durchmesser		Windungszahl			Septenzahl in $\frac{1}{4}$ der				π	α	
Dicke		Radius			4.	5.	6.	7.			8.
					Windung						
9	10	6	8	10—11	7	7—10	8	8	9	$1\frac{1}{3}$ — $1\frac{1}{6}$	2—5
$\frac{9}{2\cdot1}$	$\frac{10}{2\cdot5}$	$\frac{6}{2\cdot2}$	$\frac{8}{4\cdot6}$	$\frac{10-11}{5-6\cdot5}$							

Es liegt etwa eine den inneren Windungen der *N. Pratti* ähnelnde Form vor, nur bleibt der Schnitt nach der 6. Windung, als er die Größe 0·8—1 mm erreicht hat, konstant.

Die Kennzahlen der vorliegenden A-Formen dieser Art sind die folgenden:

Windungszahl Radius	Septenzahl in $\frac{1}{4}$ der			π	α	μ
	1.	2.	3.			
	Windung					
$\frac{3-4}{2-2\cdot5}$	2—4	4—7	5—7	$1\frac{1}{2}$ — $1\frac{1}{8}$	1—3	0·6

An die große Megalosphäre folgt eine schmale viertelmondsichel-förmige erste Reihenkammer; dann folgen vorerst schinalsichelförmige, hierauf eher breitsichelförmige Kammern. Der Schnitt erreicht bereits in der 1. Windung eine maximale Größe und bleibt dann der gleiche.

Assilina sp.

Eine kleine *Assilina* ist an mehreren Fundorten: Kronstein, Höflein, Altenberg nicht selten. Sie weist den evoluten Aufrollungstypus der *Assilina spira* auf, erreicht aber eine bedeutend geringere Größe.

Kennzahlen der B-Form:

Durchmesser Dicke	Windungszahl Radius	Septenzahl in der			π	α
		6.	7.	8.		
$\frac{11}{2}, \frac{8}{1}$	$\frac{7-8}{3.4-4}$	8-9	8-9	10	$\frac{1}{5}-\frac{1}{8}$	1.5-2

Kennzahlen der A-Form:

Durchmesser Dicke	Windungszahl Radius	
$\frac{5.5}{0.75}$	$\frac{3-4}{2-2.7}$	$\mu = 0.3 \text{ mm}$

Soweit der Bericht über die sehr dankenswerten Bestimmungen Rozlozsnik's.

Schließlich äußert er seine Meinung bezüglich des Alters dahin, daß alle die konstatierten Arten bereits in der ersten Nummulinenperiode (Paleozän und Yprésien) auftreten. Typisch mittel-eozäne Arten, z. B. *N. laevigata*, *N. perforata*, fehlen. Es ist daher den Schichten ein vormitteozänes Alter zuzusprechen, also etwa Cuisien.

Obwohl Herr P. Rozlozsnik sich die größte Mühe gegeben hat, unsere Nummuliten auch hinsichtlich des etwa vertretenen Mitteleozäns zu überprüfen, konnte er unter dem eingesandten Material keine Form finden, welche ähnlich wäre der bekanntlich mitteleozänen Art *Numm. Partschii* de la Harpe, bzw. der B-Form *Numm. Oosteri* de la Harpe.

Wir geben anschließend eine Tabelle, auf welcher die neuen Arten nach Rozlozsnik's Bestimmungen nach Fundorten verzeichnet sind:

Kollektion	Fundort	Arten
Götzinger und Becker	Altenberg	<i>N. irregularis</i> A-Form; <i>rotularia</i> B-Form; <i>atacica</i> B-Form var.; <i>N. Ficheuri</i> B-Form var.; <i>Ficheuri</i> A-, B-Form; <i>planulata</i> B-Form var. <i>sparsiseptata</i> .
	Höflein	<i>Assilina</i> sp. B-Form. <i>N. atacica</i> B-Form.
Schubert	Höflein zwischen Höflein und Greifenstein	<i>N. atacica</i> B-Form. <i>N. Ficheuri</i> A-, B-Form; <i>globata</i> B-Form; <i>rotularia</i> A-Form; <i>N. atacica</i> var. <i>minor</i> , <i>atacica</i> B-Form.
Götzinger und Becker	Kronstein	<i>N. atacica</i> B-Form Typus und <i>atacica</i> B-Form var.; <i>Ficheuri</i> B-Form; <i>planulata</i> B-Form var. <i>sparsiseptata</i> ; <i>Assilina</i> sp.

Zum Vergleich der stratigraphischen Bedeutung der verschiedenen erwähnten Nummulitenarten entnehmen wir dem Werke von P. Rozlozsnik (1927, S. 119—120) noch folgende Angaben, z. B. über das indische Paleozän+Yprésien (nach Nuttall):

Lutétien	Obere Gruppe: <i>N. perforata</i> [<i>N. Partsi</i> nach J. Boussac ¹⁾]; mittlere „ <i>N. laevigata, perforata, obesa</i> ; untere „ <i>N. irregularis, laevigata, perforata, obesa</i> .
Laki-Stufe (= Yprésien)	Ghazij-Stufe: <i>N. atacica, irregularis, mamillina</i> . Laki-Kalk: „ „ „ „ Meting-Schiefer: „ „ „ „ Meting- und Dunghan-Kalke: <i>N. atacica, irregularis, mamillina</i> .
Ranikot-Stufe (= Paleozän)	<i>N. planulata, globula</i> .

Unsere durch Rozlozsnik's eingehende Untersuchungen begründete neue Feststellung eines untereoazänen Alters des Greifensteiner Sandsteins steht demnach scheinbar im Widerspruch mit den Auffassungen unserer Vorgänger, wonach der Greifensteiner Sandstein das Mitteleozän verträte (Friedl, Lt. 1920 u. a.).

Letztere Auffassung basierte auf dem angeblichen Vorhandensein von *Numm. Partsi* de la Harpe, bzw. B-Form *N. Oosteri* de la Harpe, indem man sich auf Schuberts Arbeit über die Foraminiferen des mährischen und niederösterreichischen Flysches stützte (Lt. 1913). Seither wurde das mitteleozäne Alter des Greifensteiner Sandsteins als allgemein feststehend angenommen, ohne daß indessen eine Nachprüfung oder Neuaufsammlung versucht worden wäre. Schuberts Arbeit hat aber nicht den Charakter einer endgültigen Bearbeitung der Foraminiferen (bzw. Nummuliten) des Greifensteiner Sandsteins; er vergeicht lediglich den mährischen Flysch mit dem niederösterreichischen.

Wie in Mähren, so treten nach Ansicht des Verfassers am Michelberg und Waschberg dieselben Nummuliten auf (*Numm. Partsi*, bzw. B-Form, *N. Oosteri*). „Hiedurch ergeben sich Anhaltspunkte, dem Greifensteiner Sandstein und den Waschbergkalken wenigstens teilweise ein höheres Alter zuzusprechen als bisher, nämlich sie wenigstens zum Teil ins Mitteleozän zu stellen.“ Schubert kündigt sodann eine monographische Arbeit über die Foraminiferen Niederösterreichs an, die leider unvollendet geblieben ist.

Die eoazänen Waschbergkalke sind jedoch nicht ohne weiteres mit dem Greifensteiner Sandstein zu vergleichen, wenngleich nach unserer Auffassung sedimentologisch insofern eine Ähnlichkeit besteht, als sowohl der Greifensteiner Sandstein wie auch der Waschbergkalk in Strandnähe eines kristallinen Grundgebirges gebildet wurden.

¹⁾ J. Boussac, Etudes paléontologiques sur le Nummulitique alpin. I. Essai sur l'évolution des Nummulites. Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Paris 1911.

Numm. Partsi ist im Waschbergkalk als relativ häufig vorkommend bekannt, fehlt jedoch nach Rozlozsnik's Untersuchungen, dem unser Material mit dem übrigen (darunter auch Schuberts Aufsammlungen) vorlag, völlig und kamen die erwähnten untereoziänen Nummuliten zur ausschließlichen Beobachtung.

Inoceramenähnliche Bruchstücke.

Merkwürdigerweise fanden wir besonders im grobkörnigen Greifensteiner Sandstein nicht selten kleine faserige Bruchstücke, welche nach ihrer großen Ähnlichkeit mit faserigen Bruchstücken der Inoceramen der Oberkreide als zumindest inoceramenähnlich zu bezeichnen sind. Das Vorkommen von inoceramenähnlichen Bruchstücken hat uns geradezu nach den ersten Funden beim Greifensteiner Sandstein auf den Gedanken gebracht, ob nicht Oberkreide vorliegen könnte; jedoch wurde es bald klar, daß es sich nur um Eozän handeln kann, da im gleichen Handstück sich zuweilen neben den inoceramenähnlichen Bruchstücken auch Nummuliten fanden. Wenngleich also diese Fragmente von den Inoceramenfragmenten in der Oberkreide nicht zu unterscheiden sind, so glauben wir, daß es sich um Bruchstücke von *Pinna* oder *Perna* handeln kann (vergl. unten, S. 372 f.), von welchen Gattungen allerdings bisher aus dem Wienerwald-Flysch keine unzertrümmerten intakten Schalen bekannt geworden sind.

Die nicht seltenen Vorkommen von solchen inoceramenähnlichen Bruchstücken wurden bisher an 10 Punkten festgestellt, so zwischen Höflein, Greifenstein, Altenberg bis Kronstein nördlich Rekawinkel; sie scheinen daher vornehmlich den äußeren Greifensteiner Sandstein nebst den anderen faunistischen Einschlüssen zu charakterisieren.

Um Mißverständnissen vorzubeugen, sei hervorgehoben, daß es sich bei diesen als inoceramenähnlich bezeichneten Bruchstücken nicht etwa um faserige Calciteinschlüsse handelt, wenngleich diese sonst in keiner Flyschformation fehlen. Denn die Inoceramenschalen zerbrechen stets mit faserigem Bruch, während bei den Calcitadern neben der Spaltbarkeit mit faserigem Bruch auch unregelmäßig kristalliner Bruch wahrzunehmen ist.

Faunenvergesellschaftungen.

Außer Nummuliten und inoceramenähnlichen Bruchstücken ergibt sich nach unseren Funden noch weiters eine reiche Faunenvergesellschaftung im äußeren Greifensteiner Sandstein, was unseren Vorgängern nicht bekannt war. Denn wir fanden nunmehr darin: Bruchstücke von fast ausnahmslos dickschaligen (bis 1 cm Dicke) Ostreen, welche daher von den dünnchaligen Ostreen (*Ostrea cf. minuta*) der Oberkreideschichten unterschieden sind (Vorkommen Höflein, Greifenstein, Altenberg, Kronstein); weiters Bruchstücke von *Cardium* und *Pecten* (Greifenstein, Altenberg, Kronstein), Gastropoden-Steinkerne; weiters Seeigelfragmente und Seeigelstacheln (Altenberg); zwei Fischzähne (Hollitzer Hauptbruch bei Greifenstein); schließlich, aber selten, Bryozoen (Altenberg, Kronstein) und häufiger *Serpula* z. T. *spirulea* (Greifenstein).

Schließlich sei betont, daß der Greifensteiner Sandstein auch reichlich diverse andere Foraminiferen, darunter besonders Orbitoiden, führt,

über welche die Untersuchungen zur Zeit noch nicht abgeschlossen sind. Ihre Verarbeitung folgt in einem Nachtrag. (In diesem Zusammenhang kann noch auf die zugeführten Gerölle von kretazeischen Korallen in einem Block wahrscheinlichen Greifensteiner Sandsteins von Ober-Damm-bach südlich Ollersbach verwiesen werden [Vetters, Lt. 1925]).

Hieroglyphen.

Besonders charakteristisch sind aus dem äußeren Greifensteiner Sandstein die Hieroglyphen, die verschiedene Formen annehmen. Es gibt darunter Typen, die sich von den oberkretazeischen deutlich unterscheiden. Verschiedene Formen der Hieroglyphen waren zwar schon von früher, besonders durch Th. Fuchs (Lt. 1895) bekannt, doch haben unsere neuen Untersuchungen nicht nur neue Fundorte, sondern auch zum Teil neue Formen gezeitigt.

Die Hieroglyphen bevorzugen mehr dünngeschichtete Lagen im Greifensteiner Sandstein und knüpfen sich an die Begleitung von Ton-schiefer. (Siehe auch im paläontologischen Teil.)

Insbesondere die alten Brüche von Greifenstein, Höflein in der äußeren Greifensteiner Zone erwiesen sich (trotz früherer älterer Aufsammlungen besonders durch Th. Fuchs u. A.) als recht reich an schön ausgebildeten Hieroglyphenplatten.

So fanden wir im Hauptbruch Hollitzer bei Greifenstein eine Platte mit Ausgüssen von riesigen Mäandern (vgl. Taf. VII d) (begleitet von wärzchenförmigen Hieroglyphen). Es liegt hier anscheinend eine neue Form vor, da C. M. Paul (Lt. 1898, Taf. III/1) zwar eine ähnliche Platte abbildet, die Mäander jedoch viel schmalere Windungen aufweisen. Paul bezeichnete seinen Fund als *Helminthopsis*. Bei dem Umstand, daß die Ausgußformen von als Negativ auf den Schichtflächen erscheinenden Gastropodenfährten, wie wir sie noch unten weiter erörtern, ganz ähnlich gewundene Bildungen erzeugen müssen, ist die große Wahrscheinlichkeit nicht von der Hand zu weisen, daß die obige Form der Ausguß einer Gastropodenfährte ist, wobei aber gegen die unten zu besprechende „*Bullia*“-Fährte (S. 367) der Unterschied besteht, daß hier die Gastropodenfährte nicht unregelmäßige Windungen machte, sondern sich regelmäßiger mäandrisch gestaltete.

Eine ähnliche Erklärung kommt offenbar auch einem anderen Riesennäander zu (Taf. VII a), den wir aus der Gegend von Höflein aus Plattenschutt zutage förderten. Hinsichtlich seiner Ausmaße und Gestaltung liegt eine bisher noch nicht beschriebene Form vor. Bei dieser Ausgußform verlaufen die Mäander mit der gleichen regelmäßigen Anordnung wie sie im kleinen bei den Helminthoideen vorzufinden sind, welche letztere allerdings als Kriechspuren von Anneliden aufgefaßt werden (vgl. unten S. 387).

Die gleichen regelmäßigen Mäander (Ausgußform) von einem anderen Fundstücke aus dem Greifensteiner Sandstein der Gegend von Höflein bringt Taf. VII b zur Veranschaulichung.

An mehreren Orten dieser Zone fanden wir schließlich jene dreigliedrigen Ausgußformen von anscheinend Gastropodenfährten,

stab- oder griffelähnlichen Hieroglyphen, die teils geradegestreckt, teils gekrümmt, teils einfach, teils ästig verzweigt verlaufen können (vgl. auch Taf. X a, b). Für ihre Entstehung machte man allgemein die wühlende und grabende Tätigkeit mannigfacher Meereswürmer verantwortlich. Diese Hieroglyphen besitzen bei zylindrischem Querschnitt eine schwankende Dicke von einigen Millimetern bis höchstens 2 cm. Ob es sich dabei bei den kleineren Typen um junge Formen oder um andere Gattungen der Meereswürmer handelt, ist eine Frage für sich.

Andere Fährten und Hieroglyphen, welche speziell den inneren Greifensteiner Sandstein auszeichnen, werden dort zur Beschreibung gelangen.

Schließlich sollen bei Erörterung der neu gefundenen Organismenreste des äußeren Greifensteiner Sandsteins auch die Funde von kohlgigen Resten mit fossilem Harz aus dem Hollitzer Steinbruch bei Greifenstein nicht unerwähnt bleiben. Sie finden sich in dünnen tonigsandigen Einschaltungen mit Pflanzenhäcksellagen und deuten damit Einschwemmungen vom benachbarten Lande an, sind demnach wiederum lokal als Leit-horizonte im Sandsteinkomplex zu gebrauchen.

Innerer Greifensteiner Sandstein.

Wie erwähnt, ist das Sediment des inneren Greifensteiner Sandsteins, der in zwei Kulisseu im nordöstlichen Teil des Wienerwaldes auftritt, im Vergleich zum äußeren Greifensteiner Sandstein im Durchschnitt feinkörniger; das wirkt sich auch in der geringeren Fossilführung aus. Immerhin haben wir — aber nur infolge langen Suchens und zeitraubender Materialaufbereitungen — auch im inneren Greifensteiner Sandstein ganz ähnliche faunistische Komponenten wie in der äußeren Kulisse festgestellt.

Die Nummuliten und Foraminiferen sind viel seltener erhalten (neue Fundorte von Nummuliten: Mauerbach, Kritzendorf, Pallerstein, von sonstigen Foraminiferen Pallerstein); die Ostreenschalenbruchstücke treten ganz zurück und sind selten auffindbar; inoceramähnliche Bruchstücke fanden sich neuerdings in dieser Zone (Gugging, Kritzendorf, Mauerbach, Pallerstein, Troppberg, Schönberg bei Lanzendorf); sonst wiesen wir nach: Bivalvenreste (Kritzendorf, Pallerstein); Cardien und *Pecten*-Bruchstücke (Karholz [westlich Unterkirchbach], Mauerbach, Pallerstein, Troppberg); von Gastropoden *Turritella* (Pallerstein); als Seltenheit Fischzähne (*Lamna*-Zähne am Hohenauberg und Pfalzberg) und Fischwirbel (Pallerstein); schließlich Bryozoen (Hohenauberg, Pallerstein) und eine *Serpula* (Pallerstein).

Noch mehr als diese faunistischen Einschlüsse erlangen verschiedene Hieroglyphen in der inneren Greifensteiner Sandstein-Zone Bedeutung, auch zur Charakterisierung dieser Zone.

Unter den verschiedenen Formen der Hieroglyphen sind in erster Linie wiederum die Fährten von Gastropoden zu nennen, die in ganz gleicher oder sehr ähnlicher Ausbildung in verschiedenen Steinbrüchen dieser Zone zur Beobachtung gelangten; wir kennen sie von mehreren Orten aus der Gegend von Kritzendorf und aus der Umgebung von

Gugging. Es sind mehrfach gewundene oder regellos verlaufende, flach bandartige Eindrücke auf den Schichtflächen mit randlichen Aufwulstungsstreifen (vgl. Taf. VII c und VIII b).

Sie bestehen, wie noch speziell im paläontologischen Teil ausgeführt wird, aus einem gekerbten, meist schmalen Mittelband und zwei seitlichen, zum Mittelband fiederförmig gestellten Fransenzonen. Während man diese Formen früher für Anneliden oder deren Exkremeute ansah, hat O. Abel (Lt. 1929, 1930) zuerst gezeigt, daß diese Formen durchaus mit den heutigen Fährten der Gastropodengattung *Bullia* verwandt sind, welche nach seinen Beobachtungen in Südafrika am flachen Strande ganz ähnliche Fährteneindrücke hinterläßt. Entsprechend der rezenten Wirksamkeit dieser Schnecke könnten daher unsere Fährten aus dem Greifensteiner Sandstein als von einer Gattung *Palaeobullia* g. n. (vgl. unten S. 378 f.) stammend bezeichnet werden.

Diese Benennung erscheint uns auch aus geologischen Gründen deshalb berechtigt zu sein, weil die Fährten der *Palaeobullia* ähnlich wie die oben genannten Gastropodenfährten-Ausgüsse lokal als Leit-horizonte verwendbar sind. Denn auch sie knüpfen sich ihrer Entstehung nach an ähnliche Sedimentierungsverhältnisse: im flach seichten, sandigen Meeresschlamm erzeugte die *Palaeobullia* bei Ebbe (in Übereinstimmung mit O. Abel) ihre Fährten, welche vom tonigen Schlamm der nachfolgenden Flut rasch zugedeckt und daher erhalten wurden. Auch die Fährte der *Palaeobullia* stellt daher eine wichtige Lebensspur der Uferregion des Flysches dar.

Die Fährtenplatten der *Palaeobullia* knüpfen sich an eine häufige Wechsellagerung von Sandsteinplatten und Tonlagen und können demnach auch in mehreren Horizonten übereinander gefunden werden. Sie dienen daher bei der geologischen Kartierung als Leitlinien des Greifensteiner Sandsteins.

Im Gegensatz zu den früher besprochenen dreiteiligen Zopfplatten, die wir als *Subphyllochora* g. n. bezeichnen (vgl. unten S. 380), geben sie im gefalteten Schichtkomplex die Lagen der ursprünglichen Sedimentbankoberfläche wieder, indem sie als echte Fährten darauf, mithin als negativer Eindruck auf der Schichtfläche entstanden sind (vgl. Taf. VII c). Solche Schichtplatten also, an deren Unterseite die *Palaeobullia*-Fährte erschiene, sind als überstürzt (invers) zu betrachten.

Wenn man bedenkt, daß die Fährten der *Palaeobullia* sowohl bei Kritzendorf wie nördlich und südwestlich von Gugging in den gleichen Horizonten über und über die Schichtplatten bedecken, kommt man zur Vorstellung einer sehr großen Schlammfläche der Strandregion, die von Paläobullien in riesiger Anzahl durchwühlt wurden, selbst wenn man die von Abel betonte große Geschwindigkeit der Eigenbewegung der rezenten *Bullia* berücksichtigt. Ziehen wir nur den Streifen zwischen Kritzendorf und Gugging, also 7 km Länge, in Rechnung, so ergibt sich schon bei der vermutlichen damaligen Mindestbreite des Strandes mit 100 m ein Areal von 700.000 m², das von *Palaeobullia* bevölkert und durchwühlt worden ist. Dabei ist noch gar nicht berücksichtigt, daß dieser Streifen offenbar eine viel größere Längserstreckung hatte und daß ja mehrere benachbarte Horizonte mit *Palaeobullia*-Fährten auftreten.

Soviel über die ursprünglichen Gastropodenfährten, welche vornehmlich der *Palaeobullia* und ihren Abarten zugeschrieben werden können.

Auch in der inneren Zone fanden wir so wie in der äußeren Kulisse wiederum häufiger Ausgußformen von Gastropodenfährten, welche auf den Schichtunterseiten auftreten und in welchen wir die dreiteiligen Fährten wieder erkennen, die schon von der äußeren Zone beschrieben wurden (*Subphyllochorda*, auch unten S. 380 f., vgl. Taf. VIII a). Unsere neuen Funde machten wir bei Kritzendorf, nördlich und südwestlich von Gugging, am Pallerstein (Troppberg), bei Eichgraben und südlich von Alltengbach. Es hat daher dieser Horizont eine weite Verbreitung und dient mit als wichtiges Leitniveau im Bereich des Greifensteiner Sandsteins. (In den Oberkreide-Schichten des Wienerwald-Flysches sind uns solche Fährtenformen niemals bekannt geworden.)

Mit diesen dreiteiligen Fährtenausgüssen vergesellschaftet sind Hieroglyphen mannigfachster Art und Entwicklung: so die wärzchen- und stabförmigen, geraden und ästig verzweigten; oft erscheinen ganze Bündel von ausgefüllten Sandröhren, die sichtlich durch die Tätigkeit von Meereswürmern erzeugt wurden. (Formen ähnlich wie auf Taf. X a und b.)

Hierher gehören schließlich Problematika, wie die spinnennetzähnliche *Spirorhaphé* (vgl. Abbildung bei Paul, Lt. 1898, Taf. III/4), welche wir neuerdings bei Kritzendorf fanden, ferner das bienenwabenhähnliche *Paleodictyon*, wobei wir zu dem von Paul erwähnten Fundort vom Troppberg (vgl. Abbildung, Lt. 1898, Taf. III/5) und den Funden von Kritzendorf und Höflein einen ganz neuen Fundort südlich von Alltengbach beifügen. Hiezu sei gleich bemerkt, daß sich *Paleodictyon* zusammen mit den dreigliedrigen Fährtenausgüssen (nach der Abbildung Pauls [Lt. 1898, Taf. IV/1] Poppenwald) findet.¹⁾ Damit stimmt auch überein, daß, wie die dreigliedrigen Formen, auch *Paleodictyon* auf den Schichtunterseiten von uns beobachtet wurde. Das Zusammenvorkommen von *Paleodictyon* auch mit *Spirorhaphé* auf derselben Platte ist übrigens aus dem Troppbergebiet bereits bekannt.

Die Lage auf den Schichtunterseiten trifft übrigens noch für zwei weitere Problematika zu, welche Paul (Lt. 1898, Taf. VI, unter Fig. 1 und 2 bzw. Fig. 4) abbildet, wobei wir bei beiden Formen von neuen Fundorten berichten können. Das eine pflanzenähnliche Form vor-täuschende Röhrengebilde: Fig. 1 und 2 auf Taf. VI bei Paul (nach Funden von Greifenstein und Höflein) haben wir nunmehr auch im inneren Greifensteiner Zng: Pallerstein und südlich Eichgraben festgestellt. Platten mit großen halbkugelförmigen Wülsten in der Entwicklung der Paul'schen Abbildung Fig. 4 (von Taf. VI) — Exemplar westlich von Gugging — haben wir jetzt auch noch am Langstöger bei Kritzendorf gefunden. Da diese Wülste auf den Schichtunterseiten erscheinen, kann es sich nur um Ausgußformen von Vertiefungen, aber nicht etwa um Exkremente handeln.

Wir wiederholen also, daß die Schichtunterseiten gekennzeichnet sind durch die dreigliedrigen Fährtenausgüsse, *Spirorhaphé*, *Paleodictyon* und andere warzen- und stabförmige Hieroglyphen, wogegen die Fährte der

¹⁾ Es soll hier nicht unerwähnt bleiben, daß *Paleodictyon* im Augustinerwald (Mauerbachtal) (vgl. oben S. 351) in sicheren Oberkreide-Schichten von uns kürzlich gefunden wurde; es scheidet das alleinige Vorkommen von *Paleodictyon* als Leitfossil für das Eozän mithin aus.

Palaeobullia stets auf der ursprünglichen Schichtoberseite liegt, was für tektonische Erkenntnisse von Bedeutung wird. So kommt es auch, daß wir in einigen Steinbrüchen, wo sowohl *Palaeobullia* wie die dreigliedrigen Formen gefunden wurden, die normalen Platten mit *Palaeobullia*, die Unterseiten hingegen mit den dreigliedrigen Formen (*Subphyllochorda*) bedeckt fanden.

Der Vollständigkeit halber sei bemerkt, daß *Taonurus*, im Greifensteiner Sandstein nicht selten, auch von uns neu aufgefunden wurde. (Kritzendorf, Höflein, Weidlingbachtal bei Preßbaum).

Schließlich erwähnen wir auch aus der inneren Greifensteiner Zone die Wiederauffindung und Ausbeutung eines durch Kohlenreste mit reichlichem Harzvorkommen gekennzeichneten Horizontes am Pallerstein. Frau Dr. Elise Hofmann wird über die Untersuchungen der neuen Kohlen- und Harzreste bei späterer Gelegenheit berichten.

Laaber Sandstein.

Der lithologische Charakter dieser Gesteinsgruppe ist oben gekennzeichnet worden. Ausgiebige Nachweise über das eozäne Alter dieser Gesteine erbrachte mit vielen Fossilfundpunkten R. Jaeger (Lt. 1914), Nachträge zu dieser Zone lieferten K. Friedl (Lt. 1920) und F. Trauth (Lt. 1928). Im Randgebiet zur Kalkzone hat P. Solomonica (Lt. 1931) jüngst Nummulitenfunde dargetan. Auch wir wiesen an mehreren neuen Fundpunkten Nummuliten nach, wie ja überhaupt in dieser Zone die Auffindung von Nummuliten keine Schwierigkeiten hat; sie finden sich besonders im körnigen kieseligen Sandstein, und zwar häufig in dessen äußeren rostigen Verwitterungsrinden, während der innere kieselige Kern sie makroskopisch kaum erkennen läßt. Die „luckigen Sandsteine“ entstehen vielfach durch Auslaugung der zahlreichen Foraminiferen, speziell der Nummuliten. Die reinen Laaber Schiefer hingegen sind geradezu als fossilleer anzusprechen.

Trotz der Unschwierigkeit, Nummuliten in dieser Zone aufzufinden, ist der Erhaltungszustand in der Regel ein schlechter, und genauere Bestimmungen sind daher sehr erschwert.

Vorläufig stellten wir Nummuliten neu an folgenden Lokalitäten fest: bei der Knödelhütte (Götzinger, Lt. 1922), um Breitenfurt (von wo auch schon Jaeger Fundpunkte hatte) mehrere Vorkommen, am Laaber Steig und Roppersberg (mehrere Vorkommen), dann bei Wolfsgraben (Götzinger, Lt. 1928), im Coronatal unterhalb St. Corona (Götzinger, Lt. 1929), an der Schöpflnordseite (Götzinger, Lt. 1928), im Saugrabengebiet bei Hainfeld (mehrere Vorkommen) und am Vollberg (Südhang) bei Hainfeld.

Bemerkenswert und neu sind Vorkommen von kleinen Gastropodensteinkernen (Umgebung von Breitenfurt).

Daß in dieser Zone Hieroglyphen recht selten, offenbar aus sedimentologischen Gründen, vorkommen, wäre als Gegensatz zum Greifensteiner Sandstein besonders hervorzuheben. Es wies die Sedimentation der Laaber Sandsteine und Schiefer im Gegensatz zum Greifensteiner Sandstein sowohl räumlich wie zeitlich regelmäßigere und anhaltendere Bedingungen auf.

Die früheren Nummuliten der Laaber Schichten wurden seinerzeit von Jaeger (Lt. 1914), bzw. Schubert bearbeitet. Wegen der schlechten Erhaltung konnten meist nur wenige Exemplare der Nummuliten einer sicheren Bestimmung zugeführt werden; davon wurden einige Stücke mit *Nummulina Partschii* de la Harpe, bzw. als megasphärische Form *Numm. Oosteri* de la Harpe bestimmt, neben *Numm. cf. vasca* J. und L. (nur eine Lokalität, Neuwaldegg) und 2 fraglichen *Numm. distans* Desh.

Infolge der *Numm. Partschii* (und gar *Numm. vasca*, einer Bartonien- bzw. Stampien-Leitform) gewänne man den Eindruck, wie auch Jaeger hervorhob, daß das Laaber Eozän nur Mitteleozän sei. Zutreffendenfalls, was durch unsere späteren Aufsammlungen noch aufzuklären sein wird, bestünde dann ein nicht unerheblicher Hiatus gegenüber dem Greifensteiner Sandstein, dessen Alter wir ja nunmehr auf Grund der Führung ganz anderer Nummuliten als prämitteleozän festgestellt haben.

Unter Aufrechthaltung der Lehrmeinung, daß der Laaber und der Greifensteiner Sandstein nur verschiedene Fazies derselben Meeresbedeckung seien, ergäbe sich daher die Arbeitshypothese, daß der prämitteleozäne Greifensteiner Sandstein in seinen böchsten Lagen eine mitteleozäne Faziesvertretung der Laaber Schichten ebenso enthalten wie der angeblich nur mitteleozäne Laaber Sandstein auch eine untereozäne Basiszone haben könnte.

Daraus folgern wir in methodischer Hinsicht die große Wichtigkeit, die Greifensteiner und Laaber Zone genauestens zu horizontieren und innerhalb jeder Unterteilung beider Zonen brauchbare, gut bestimmbare Nummuliten zu finden und überhaupt größere Nummulitenaufsammlungen vorzunehmen.

Andererseits ist es aber auch noch immer nicht ausgeschlossen, daß auch der Laaber Sandstein vorwiegend prämitteleozän sein könnte, wenn sich bei der modernen Untersuchung der Nummuliten (und der weiter noch zu findenden) herausstellen sollte, daß die Bestimmungen der *Numm. Partschii* wohl infolge schlechter Erhaltung z. T. Fehlbestimmungen sind und andere Nummuliten des Untereozäns auflauchen.

Schließlich wäre es auch nicht von der Hand zu weisen, daß die eozäne Meerestransgression, die im Greifensteiner Sandstein mit dem Mitteleozän bereits ein Ende erreichte, in der Laaber Zone noch etwas länger andauerte, die bekanntlich im Gegensatz zur Greifensteiner Zone ein anderes tektonisches Stockwerk darstellt.

Die heute scheinbar bestehende Inkongruenz zwischen Greifensteiner und Laaber Sandstein hinsichtlich der stratigraphischen Stellung birgt also noch einige Probleme in sich, welche durch einen weiteren größeren Fortschritt in den Nummulitenaufsammlungen gelöst werden dürften.

Manche Aufhellung über das gegenseitige Verhältnis des Laaber und Greifensteiner Sandsteins dürfte durch weitere Nummulitenfunde in der Zone erwartet werden, welche als Grenzzone zwischen beiden entwickelt ist und die nördlichsten Züge des Laaber Sandsteingebietes einschließt. Wir haben diese nördlich von der Hauptklippenzone gelegenen Eozänzüge die Gablitzer Zone genannt und die Berechtigung dieser Trennung von der eigentlichen Laaber Zone (südlich von der Hauptklippenzone) aus der etwas geänderten faziellen Entwicklung (vgl. oben S. 354) gefolgert (Göttinger, Lt. 1932).

Die Gablitzer Zone des Laaber Eozäns deckt sich nur zum Teil mit dem Glaukoniteozänzug Friedls (Lt. 1920): Weidlingbach—Steinbach—Gablitztal—Hochramalpe, indem in jenem Zug auch Oberkreideaufbrüche erscheinen, mithin der Eozänstreifen tatsächlich schmaler ist als Friedls Karte verzeichnet.

Das gleiche gilt übrigens auch vom südlichen Eozänzug, den Friedl durch die von Quertälern zerlegte Kette: Rudolfshöhe—Feuerstein—Frauenwart legt. Auch darin liegt, wie schon bei dem Abschnitt Oberkreide erwähnt wurde, ein durch Inoceramen nachgewiesener Oberkreideaufbruch vor.

Das Eozän der Gablitzer Zone war nach der Karte von Friedl bisher nur durch zwei Nummulitenfunde beiderseits des Gablitzer Tales erwiesen. (Jaegers Funde, Lt. 1914.) Wir schließen hier unsere neuen Funde an:

Nummuliten aus dem kieseligen Sandstein an drei Stellen im Gebiet des Oberen Hannbaum südöstlich von Mauerbach, dann aus dem kieseligen Sandstein des Rehgrabens, südöstlich von Gablitz, ferner aus einem an Greifensteiner Sandstein lithologisch erinnernden etwas kieseligen Sandstein von der Lawies oberhalb Tullnerbach-Preßbaum.

Im Vergleich zu den ähnlichen Funden auch im inneren Greifensteiner Zug seien schließlich neu Bruchstücke von *Cardium* und *Pecten* sowie Seeigelstachelfunde (Ob. Hannbaum) aus diesem Eozänzug erwähnt.

B. Paläontologische und paläobiologische Bemerkungen.

I. Über Inoceramen

(und Notizen über Koprolithen).

Eingehende, vergleichende Beobachtungen und Detailstudien wurden im Laufe der durchgeführten Neuuntersuchungen im Wienerwald-Flysch speziell der Inoceramenfrage gewidmet.

Bekanntlich gelten allgemein Schalenreste von Inoceramen als Leitfossil für den Oberkreideflysch. Die recht charakteristischen Bruchstücke mit ihrer faserigen Struktur (die faserige Struktur ist auf Taf. XIb bei den zerbrochenen Platten zu sehen) finden sich des öfteren in größeren Sandsteinen, meist aber in Form kleiner Fragmente; und gerade diese wurden allgemein im Flysch des Wienerwaldes als sicheres und durchaus brauchbares Leitfossil angesehen. (Selbst unter Jaegers [Lt. 1914] bedeutsamen Funden bestand ein Teil seiner Inoceramenreste aus solchen kleinen Fragmenten, wie aus seinen Aufsammlungen zu ersehen ist.) Die Trennung des Eozäns, speziell des Greifensteiner Sandsteins von der Oberkreide beruhte bisher hauptsächlich auf dem Vorhandensein oder Fehlen solcher Inoceramenfragmente, da gut erhaltene Schalen zu den Seltenheiten zählen und nur an wenigen Lokalitäten häufiger auffindbar waren.

Wie bereits oben dargelegt wurde, haben wir jetzt innerhalb des Greifensteiner Sandsteins an nicht weniger als 15 Fundpunkten auf größere Erstreckung hin den Inoceramen äußerst ähnliche Bruchstücke aufgefunden. Diese wurden stets in Sandsteinen mittleren und groben Kornes angetroffen; in feinkörnigen Lagen fehlen sie fast ganz, ein Umstand, der offenbar mit den Fossilisationsbedingungen zusammenhängt. Es stellte sich ferner heraus, daß solche Fragmente dort relativ häufig vorkommen und geradezu als Leitfossil des Greifensteiner Sandsteins erscheinen. Es fanden sich sogar in ein und demselben Block, ja selbst auf einigen Handstücken, diese Bruchstücke neben echten, gut erhaltenen Nummuliten, wie bereits oben, S. 363, vermerkt wurde.

Vergleichende Beobachtung lehrt, daß unzweifelhaft oberkretazische Fragmente im Handstück von eozänen Stücken nicht im geringsten abweichen, und daß es nicht möglich ist, Unterschiede festzustellen, die sich auf Größe, Form und Aussehen beziehen. Gewisse, mehr längliche Exemplare weisen auf sichere Schalenbruchstücke hin, so daß eine eventuelle Verwechslung mit faserigem Calcit (siehe oben), der ja als Gemengteil im grobkörnigen klastischen Greifensteiner Sandstein immerhin vorkommen kann, offenbar nicht in Frage kommt.

Eine aufgearbeitete und umgelagerte, an Inoceramen reiche Oberkreide, welche vom Eozänmeer transgrediert worden wäre, dürfen wir als Lieferant dieser zahlreichen Fragmente wohl kaum betrachten. Denn es fehlen im Greifensteiner Sandstein jedwede Reste der Oberkreide, wogegen Detritus von Oberjura-Neokom, das offenbar dem moravisch-moldanubischen Grundgebirge aufgelagert war, einen starken Anteil an den Gesteinskomponenten des Greifensteiner Sandsteins aufweist. Zudem ist es recht zweifelhaft, ob die fragliche Oberkreide so reich an Inoceramen war, so daß nur die Bruchstücke dieser im Eozän mit den Nummuliten zur Ablagerung gelangten, während der ganze Oberkreidedetritus verschwand; jedenfalls ist heute die typische Oberkreide relativ arm an Inoceramen. Ganz abgesehen davon, dürften Inoceramen, deren Schalen bereits an Ort und Stelle ihres Vorkommens meist zerbrochen sind, einer Umlagerung kaum standgehalten haben. Dazu kommt noch, daß die Fossilisation der meisten völlig erhaltenen Exemplare aus dem Flysch (wie es u. a. auch die reichhaltigen Aufsammlungen des Naturhistorischen Museums in Wien sowie die der Geologischen Bundesanstalt beweisen) nur die Erhaltung des Innenabdruckes (Steinkerns) gestattete, die Schalen selbst demnach der Auflösung verfielen.

Es wäre ja immerhin denkbar, daß wir in diesem Falle die Reste einer uns unbekannteren Inoceramenart aus dem Eozän vor uns haben, die eine ähnliche faserige Schalenstruktur wie die oberkretazischen Arten besessen hätte; jedoch erlischt diese Bivalvengattung mit der Oberkreide. Es ist lediglich ein *Neoinoceramus* aus dem Tertiär Patagoniens von Ihering¹⁾ beschrieben worden.

Bekanntlich zeigen die Gattungen *Perna* und *Pinna* ebenfalls die charakteristische Faserung der Schalen. Das diesbezügliche Wiener Museumsmaterial wurde daraufhin durchgesehen, und es zeigte sich,

¹⁾ Zittel-Broili, Grundzüge der Palaeontologie, I. Band, München, Verlag Oldenbourg.

daß manche Stücke eine den Inoceramen ähnliche Struktur besitzen. Obwohl *Perna* wie *Pinna* aus dem Flysch bisher nicht bekannt geworden sind, erscheint es durchaus möglich, daß Vertreter dieser beiden Gattungen — ob *Perna* oder *Pinna*, sei dahingestellt — im Flyschmeer des untersten Eozäns gelebt haben, deren Reste uns eben in den faserigen Fragmenten vorliegen. Diese Annahme erfährt noch dadurch eine größere Wahrscheinlichkeit, daß auch Bruchstücke von *Pinna spec.* aus dem Miozän von Kalksburg bei Wien, die uns Herr Dr. M. Glaëssner-Wien vorlegte, mit den besagten Fragmenten im Greifensteiner Sandstein durchaus übereinstimmen.

In der älteren Literatur wurden bereits ähnliche Verhältnisse aus den galizischen Karpathen mitgeteilt. Nach Grzybowski (Lt. 1896) konnten ebenfalls Inoceramenbruchstücke und Nummuliten in den Konglomeraten der Ropianskischichten aufgefunden werden. Im Jahre 1884 wurde, wie dieser Autor berichtet, von der galizischen Landesanstalt sogar eine Untersuchungskommission in die strittigen Lokalitäten geschickt, wobei Inoceramenbruchstücke gefunden wurden. Weiter teilt Grzybowski unter anderem mit, daß ein Bruchstück von *Inoceramus* und ein Nummulit auf einem Handstück in Wrocanka bei Bobrka gefunden wurde. (Belegstück in der Karpathensammlung des geolog. Institutes in Krakau.) — Die Inoceramenreste aus dem Karpathensandstein erklärte Grzybowski als auf sekundärer Lagerstätte befindlich. E. Tietze (Lt. 1896) wandte sich seinerzeit gegen diese Ansicht und wies nach, daß unter den dortigen Verhältnissen eine Umlagerung keinesfalls möglich sei.

Wie dem auch immer sei, so bleibt doch die Feststellung bestehen, daß inoceramenartige Fragmente sowohl im Flysch der Oberkreide wie des Eozäns tatsächlich vorkommen. Wir können daraus den Schluß ziehen, daß einzelnen Inoceramenfragmenten im Flysch keinesfalls der Wert eines Leitfossils beigemessen werden darf, und man sollte daher den kleinen faserigen Fragmenten in Zukunft hinsichtlich stratigraphischer Einteilungen keine große Bedeutung schenken.

Wohlgemerkt betrifft diese Einschränkung lediglich die kleinen Bruchstücke. Inoceramenscherben, mithin größere Schalenbruchstücke sowie Steinkerne, welche beide, wie bereits angeführt, relativ selten aufzufinden sind und stets an Ort und Stelle zur Fossilisation gelangt sind, besitzen nach wie vor den guten Wert als brauchbares Leitfossil für kretazische Flyschbildungen.

Inoceramen erscheinen im Jura (spez. Dogger), zeigen im Neokom bereits eine größere Entfaltung und weisen in der mittleren und oberen Kreide ihre Hauptverbreitung auf. Speziell den oberkretazischen, im Flysch vorkommenden Arten widmete W. Petrascheck (Lt. 1906) eine Arbeit; jedoch ist bisher keine weitere diesbezügliche monographische Bearbeitung vorgenommen worden. Leider ist es derzeit nicht möglich, eine sichere systematische Behandlung zu geben, da gut erhaltene Stücke mit Schalen zu selten fossil erhalten sind. Eine Abgrenzung des Vorkommens einzelner Spezies und ihre Eingliederung in die jeweiligen stratigraphischen Horizonte bietet daher noch keineswegs Sicherheit.

Ein Problem, welches mit den Erörterungen über die Inoceramen eng verknüpft ist, möge hier behandelt werden.

Als erster wies O. Abel in der II. Auflage seiner „Lebensbilder“ (Lt. 1927) auf das Vorhandensein von Krabbenkoprolithen im oberkretazeischen Flysch der Umgebung von Wien hin und gibt die Abbildung

eines exkrementartigen Wulstes, auf dem mehrere kleinzerknackte Inoceramenfragmente sichtbar sind (p. 341). Der Autor konnte in den rezenten Mangrovesümpfen wertvolle und recht bemerkenswerte Beobachtungen über die Zersetzungserscheinungen des Faulschlammes sowie über das Leben der die Mangrovezone bewohnenden Tierwelt machen (Lt. 1925 und 1927). Hierbei fand er auch Krabbenexkremente, die zahlreiche Fragmente von Bivalven und Gastropoden enthielten. Er weist darauf hin, daß auch analog im Flysch die so charakteristische Zerkleinerung der Inoceramenschalen gewissen Krabbenarten zuschreiben sei.

Auch uns gelang nunmehr die Auffindung verschiedener aus Inoceramenbruchstückchen bestehender Koprolithen (Taf. X c und d), die sich von der Abelschen Abbildung nur dadurch unterscheiden, daß sie fast nur aus kleinen Bruchstücken der faserigen Inoceramenschalen bestehen.

Im Bereiche der typischen Oberkreideschichten des Wienerwaldes konnten bisher an fünf Fundpunkten Koprolithen aufgefunden werden: 1. östlich Station Tullnerbach-Preßbaum; 2. östlich Station Unter-Purkersdorf zahlreiche neue eigene Funde (von hier stammt auch das von O. Abel abgebildete Exemplar); 3. aus dem Augustinerwald, westlich von Hainbach (südlich von Mauerbach); 4. zwischen Kahlenbergedorf und Klosterneuburg (leg. F. Kümel); 5. am Leopoldsborg (Koll. Toula).

Es ist recht wahrscheinlich, daß Krabbenkoprolithen im Flysch häufiger auftreten, aber wohl bisher vielfach übersehen worden sind.

Erstere beide Fundorte lieferten besonders schöne Stücke (siehe Taf. X und Fig. 3) und ließen die biologischen und sedimentologischen Verhältnisse gut erkennen, die in Kürze wiedergegeben seien.

Es herrscht hier das typische Bild der Oberkreide mit ihren charakteristischen Sedimenten: ein steter Wechsel mehr oder weniger dünnplattiger bläulicher Kalksandsteine mit dünnen tonigen Zwischenlagen, hie und da reich an Pflanzenhäcksel und kohligem Gemengteilen, mit chondritenreichen Mergelbänken und Einschaltungen mächtigerer grauer Sandsteinlagen. Große Platten sind bedeckt mit diversen Hieroglyphen, Chondriten und Wellenfurchen, weisen nicht selten Trockenrisse auf und sind von dünn abblättern der toniger Substanz bedeckt. In mehreren Horizonten wurden Inoceramenschalen in Form von großen, kleineren und ganz zerkleinerten Bruchstücken aufgefunden, die — mit der Außenseite nach oben — auf blaugrauen feinkörnigen Kalksandsteinplatten liegen. Letztere sind stets reich an Hieroglyphen und dürften eine rasche Einbettung erfahren haben, wie aus den stets darüberliegenden tonigen Lagen zu schließen ist. Die Ablagerung dieser inoceramenführenden Schichtplatten spricht in Übereinstimmung mit O. Abel für vorübergehende Trockenlegung zur Zeit ihrer Bildung und bietet etwa das Bild eines durch die Ebbe trockengelegten Meeresstrandes; die oft vorhandene dünne, eisenhaltige, bräunliche Verfärbungskruste könnte auf eine Trockenlegung zurückgeführt werden.

Nicht unweit der Lage größerer Inoceramenschalen, die oft an Ort und Stelle in zahlreiche kleine Stücke zerbrochen und über-, wie nebeneinander regellos zerstreut daliegen, finden sich zusammengebackene, rundliche oder längliche Knödel und Häufchen fein zerknackter Inoceramen (Taf. X und Fig. 3). Zahlreiche kleinere ästige, stab- und warzenförmige Hieroglyphen sind stets in der Nähe oder unmittelbar neben den Bruchstücken vorhanden.

Um nicht etwaigen Einwendungen betreffs dieser Deutung der Inoceramenreste zu begegnen, tragen wir hierüber in Kürze einige andere Gesichtspunkte zusammen.

Durch rein mechanische Anhäufung infolge Wellenschlag des Meeres oder durch den Wind dürften diese Bildungen sicher nicht hervorgerufen sein; denn sowohl die Lage und die Verteilung auf den

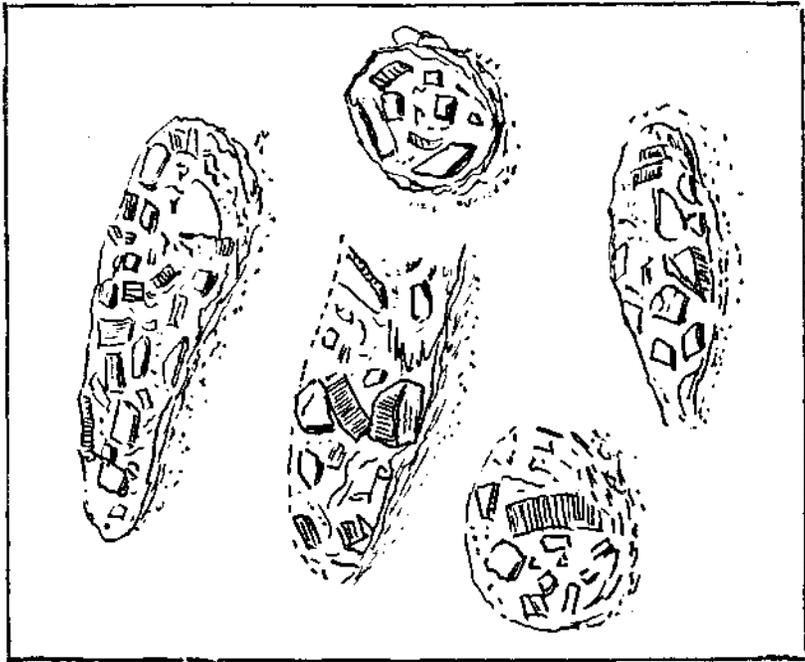


Fig. 3. Koprolithen, aus kleinzerknackten Inoceramenfragmenten zusammengesetzt, Oberkreide, Tullnerbach ($1\frac{1}{2}$ fach vergrößert). (Teilbilder aus Tafel Xc und d.)

Gesteinsplatten und die Beschaffenheit dieser, als auch die gleichmäßige feine Zerkleinerung der stark faserigen Inoceramenschalen würden keine Erklärung hierin finden.

Man könnte ferner länglich geformte aus Inoceramenfragmenten bestehende Wülste, besonders wenn man die gegenseitige Lage der einzelnen Teilchen betrachtet, für Gehäuse, bzw. Köcher von Phryganeelarven halten. Die kleinzertheilten Inoceramenstücke blieben jedoch ein Rätsel, ganz abgesehen davon, daß rezente Phryganeen ihre Entwicklung im Süßwasser durchmachen und auch tertiäre Phryganeenkäike als echte Süßwasserkalke aus dem Mainzer Becken bekannt geworden sind.

Weiters könnte man auch an gewisse Holothurien denken, welche Muscheln fressen¹⁾ und bekanntlich, wenn sie gereizt werden, ihren Darm samt Inhalt ausstoßen. Aber sie dürften als langsam bewegliche Tiere gewiß nicht am Meeresstrand bei Ebbe ihre Beute verzehrt haben, abgesehen davon, daß sie die großen harten und widerstandsfähigen Inoceramenschalen sicherlich nicht so zerknacken konnten, wie es die Funde aufweisen.

¹⁾ worauf uns Herr O. Kühn (Wien) aufmerksam machte.

Es handelt sich vielmehr, wie O. Abel (a. a. O.) bereits hervorhob, um Koprolithen von Krabben, die anscheinend besonders den Inoceramen nachstellten und diese mit ihren Brechscheren zerknackten und fraßen. (Es ist nämlich auffallend, daß in der Oberkreide relativ viele Schalen in kleine Bruchstücke zerteilt sind, ganze Schalen aber, wie schon oben bemerkt wurde, nur sehr selten aufgefunden werden.) Unter den vorhandenen Hieroglyphen dürften daher auch manche von Krabben stammen.

Leider wissen wir heute über die Nahrung rezenter Dekapoden¹⁾ wenig und können daher keinen Vergleich mit bestimmten Gattungen der Jetztzeit wagen. Jedenfalls zeigen die sorgfältigen Beobachtungen Verwey's (Lt. 1930) über die Mangrove der Sundainseln, daß die Ucaarten (Winkerkrabben) sowie zahlreiche andere Mangrovebewohner reine Schlammfresser sind. Ohne Zweifel kommen aber in den Mangrove-sümpfen auch schalenfressende Krabben vor, wie es aus den Beobachtungen O. Abels (Lt. 1926) in Kuba und Florida hervorgeht.

Eine weitere Frage, die sich allerdings kaum beantworten läßt, betrifft die Natur dieser Koprolithen. Es ist bekannt, daß manche Dekapoden Schalen fressen, um dadurch den Kalkgehalt ihrer Panzer-teile zu ergänzen. Da nun vorliegende Funde aus Inoceramenfragmenten bestehen, ist es fraglich, ob sie den Darmtrakt der Krabben wirklich passierten, weil keine Spur von Anätzung oder beginnender Auflösung, welche man doch vermuten sollte, daran zu erkennen ist.²⁾ Es wäre auch die Möglichkeit vorhanden, daß die Krabben die Schalen samt Resten von daran haftenden Weichteilen gefressen haben, wobei die verdaulichen Bestandteile im Magen zersetzt, die unverdaulichen Schaleureste dagegen, ähnlich den Gewöllen mancher Vögel, wieder erbrochen werden.

Offenbar dürften die Verdauungsrückstände — seien es nun Exkremente oder „Krebsgewölle“ — mit einem schleimigen Sekret versehen worden sein, das die Einzelpartikel aneinanderhielt und auf diese Weise die relativ gute Fossilisation ermöglichte.

Wenn auch nach den obigen Auseinandersetzungen die Entstehung der Koprolithen auf die Tätigkeit von Krabben höchstwahrscheinlich zurückzuführen ist, so sind aus dem Flysch bisher keinerlei Dekapodenreste bekannt geworden, und man darf daher annehmen, daß die Chitinteile und selbst die widerstandsfähigeren Scherenreste der Fossilisation völlig entgingen.

II. Kriechspuren und Fährten.

Bekanntlich ist der Flysch überaus reich an Kriechspuren mannig-fachster Art und Entstehung, deren Deutung einst mit großen Schwierig-keiten verknüpft war, da rezente Analoga nicht genügend bekannt waren. Erst mit dem Fortschritt der Meeresbiologie trat allmählich eine

¹⁾ H. Baß (München), im Handbuch der Zoologie, W. Kückenthal und Th. Krumbach, III. Band, I. Hälfte, pag. 925.

²⁾ Herr O. Köhn (Wien) warf die Frage auf, ob vielleicht die Krabben die Schalen zerknackten, mit den Mundwerkzeugen die daran haftenden Weichteile ab-nagten und die Schalenrückstände in Form kleiner Wülste anhäuften. (Reste von Mahlzeiten.)

Klärung der Natur mancher dieser problematischen Lebensspuren ein Schritt um Schritt rang sich die Forschung vorwärts und konnte im Laufe der Zeit eine Reihe schöner Erfolge bringen, die uns jetzt ermöglichen, einen guten Einblick in die Meeresfauna zur Zeit der Flyschablagerungen zu gewinnen.

Es sollen im folgenden neben einigen bereits bekannten auch neue, den Flysch charakterisierende Erscheinungen aus dem Gebiete der Lebensspuren dargestellt werden. Hierbei wird zu neueren Deutungen Stellung genommen und ferner werden auch einige neue Beobachtungen und Erklärungen gebracht. Die hierzu nötigen Studien wurden fast ausschließlich an Hand eigener Aufsammlungen durchgeführt, wobei auch das gesamte diesbezügliche reichhaltige Wiener Musealmaterial (Kollektion Th. Fuchs) zu Vergleichen mit herangezogen wurde.

1. Palaeobullia und Subphyllochora und andere Gastropodenfährten.

Zunächst möge über die von Th. Fuchs (Lt. 1895) als Nemertiliten zusammengefaßte Gruppe von Kriechspuren und Gängen, die man früher zumeist als Fährten großer Anneliden oder als Annelidenkörper selbst, bzw. als deren Exkremente hielt, an dieser Stelle ausführlicher berichtet werden.

Gewisse Horizonte des Greifensteiner Sandsteins sind recht reich an mannigfachen Resten von Kriechspuren, Fährten und Problematicis, die sich von solchen der Oberkreidesedimente, was Form und Ausbildung anlangt, in mancher Hinsicht unterscheiden. Vor allem sind es die großen Fährten, die früher als *Phyllochora* und *Nemertilites* beschrieben wurden; sie nehmen im allgemeinen größeren Umfang ein und bedecken oft riesige Gesteinsplatten. Fuchs hielt sie mit anderen Autoren für Fährten großer Anneliden, fügte aber das Prädikat „eine unbewiesene Annahme“ hinzu.

Erst in neuester Zeit gelang es O. Abel (Lt. 1929, 1930), eine Aufklärung über einen recht charakteristischen Fährtentypus zu geben. Er konnte an der südafrikanischen Küste wertvolle Beobachtungen über einen rezenten Gastropodenvertreter der Gattung *Bullia* (*Bullia rhodostoma*) machen, der zur Zeit der Ebbe im Sandstrand Fährten hinterläßt, welche dem Haupttypus: Taf. VIIc, des Greifensteiner Sandsteins im hohen Maße ähnlich sind und direkt mit den fossilen Stücken übereinstimmen. Nach Abels Feststellung muß man diese letztere Fährte einer fossilen *Bullia*-Art zuschreiben, die von der rezenten kaum abweichen dürfte.

Zum Unterschied von ähnlichen, meist in denselben Horizonten vorkommenden unzweifelhaften Gastropodenfährten, die aber einige Abweichungen vom Typus *Bullia* aufweisen, sollen die einzelnen Typen sowie einige Neufunde hier näher gekennzeichnet werden, u. zw. unter besonderer Berücksichtigung der Fossilisation.

Je nach dem Zustande des ehemaligen Meeressedimentes ist die betreffende Fährte mehr oder minder genau gekennzeichnet. War die Unterlage, auf welcher der Gastropode sich fortbewegte, recht durchnäßt,

so zeigt die Fährte ein Zusammensickern auf beiden Seiten und ergibt somit ein verschwommenes Bild. Das günstigste Erhaltungsmedium dürfte ein mäßig durchfeuchteter Meeressand gewesen sein. Nur in diesem kann sich, wie Abels diesbezügliche Beobachtungen (Lt. 1930) bestätigen, ein vorzüglicher Abdruck erhalten. Vermutlich dürften die Gastropoden ein schleimiges Sekret abgesondert haben, was die Sandkörnchen verfestigte und so zur Erhaltung der Fährte beigetragen haben mag.

Die Form der Fährten hängt offenbar von der Beschaffenheit des Fußes der jeweiligen Gastropoden ab, der bei verschiedenen Gattungen oder Arten sicher mannigfach gestaltet ist. Die Breite diverser Formen beträgt etwa 1—4 cm. (Abel [Lt. 1929] beobachtete bei *Bullia* eine Spurbreite von 3·5 bis 5 cm).

Je nach der Art der fossilen Erhaltung haben wir echte Fährten oder deren Abdrücke (Ausgüsse) oder Ausfüllungen vor uns. Sie konnten nur dann fossil erhalten werden, wenn durch plötzliche Hochwasserkatastrophen von den ehemaligen Festländern viel Detritus und Schlammmaterial dem Meere zugeführt wurde, oder wenn gewaltige Springfluten die zur Ebbezeit trockengelegten Strandregionen oder vorgelagerten Sandbänke, die von Fährten aller Art bedeckt waren, mit schlammigem Material rasch überhäuften. Denn wir finden nur dort eine Erhaltung von Fährten, wo eine Zwischenlage von toniger Substanz vorhanden ist.

Th. Fuchs weist bereits ausführlich darauf hin, daß der Großteil besser erhaltener Lebensspuren des Flysches stets auf der Unterseite der betreffenden Schichten erhalten ist. Ja, man könne, sagt Fuchs, die Regel aufstellen, daß dort, wo fossilführende harte Sandsteinbänke mit weichen und schieferigen Zwischenlagen wechseln, diese Spuren fast ausnahmslos auf der unteren Seite der Sandsteinbänke angetroffen werden, oder sie seien daselbst doch relativ häufiger und besser erhalten als auf der Oberseite.

Wie bereits oben dargelegt wurde, gelangte aus dem Greifensteiner Sandstein eine beträchtliche Anzahl von Fährten und Kriechspuren zur Aufsammlung. Es wurde ferner hervorgehoben, daß manche Fährten geeignet erscheinen, gewisse Leithorizonte des Greifensteiner Sandsteines anzuzeigen und uns weiter über die Lage der Gesteinsschichten (normale oder überkippte Schichtserien) Auskunft zu geben.

Eingehende Studien wurden im Gelände über die Ausbildung der Hieroglyphen gemacht, wobei besonders die Kriechspuren, bzw. Fährten auf ihre Lage im Gestein untersucht wurden. Es stellte sich dabei heraus, daß ganz gewisse charakteristische Fährtentypen stets nur auf der Oberseite von Gesteinsbänken oder -lagen auftreten; dies sind echte Fährten, die als Vertiefungen im Sediment vorliegen und deren Typus von uns mit dem Namen *Palaeobullia* g. n. belegt wird.

Es konnte aber der Hauptanteil der unter dem Sammelnamen „Hieroglyphen“ zusammengefaßten Lebensspuren einwandfrei als auf der Unterseite der Gesteinsschichten vorkommend festgestellt werden, womit die diesbezüglichen Beobachtungen von Th. Fuchs völlige Bestätigung fanden; wir treffen hier stets nur Abdrücke und Ausfüllungen als reliefartige Erhabenheiten an. Besonders charakteristisch sind, wie

bereits oben angeführt wurde, Ausgüsse dreigliedriger Fährten, die früher neben problematischen Bildungen unter dem Namen *Gyrochorda* oder *Phyllochorda* geführt wurden. Diesen Typus bezeichnen wir als *Subphyllochorda* n. g., wie weiter unten begründet wird.

Das verschiedenartige Auftreten von Kriechspuren auf der Oberseite, resp. der Unterseite von Gesteinsplatten, bzw. -bänken erklärt sich folgendermaßen: Wurden die ursprünglichen Fährten auf sandigem Meeresboden, der bei Ebbestand trockengelegt war, erzeugt, so konnten sie bei Flutstand von zugeführtem Schlamm sediment bedeckt werden und sich damit erhalten (*Palaeobullia*). — Wurden hingegen auf schlammbedecktem Meeresboden, dessen Sediment allmählich austrocknete und somit erhärtete, Kriechspuren erzeugt, so konnte nur dann eine Erhaltung derselben ermöglicht werden, wenn wiederum eine starke Bedeckung mit sandigem Material erfolgte. Letzteres drang in die auf dem tonigen Schlamm durch die Tierwelt hervorgerufenen Eindrücke und Hohlräume ein und ergab bei starker Sedimentzufuhr die Ausgüsse der vorhandenen Kriechspuren, die daher heute auf der Unterseite der jeweiligen Gesteinslage erscheinen müssen (*Subphyllochorda*). Da sich auf dem mit Schläum bedeckten Strand eine viel reichere Lebenstätigkeit in Form mannigfacher Kriechspuren aufzeichnet als auf reinem Meeressand, so ist es nicht verwunderlich, daß wir gerade in den Sandsteinlagen, welche die Spuren des Schlammes zum Abdrucke bringen, also auf den Unterseiten der Schichtkomplexe, die meisten Spuren von Lebewesen antreffen.

Die Fährten selbst lassen sich — der Einteilung von Fuchs folgend — in ein Medianband, welches aus seitlich gruppierten Furchen und Wülsten (letztere können glatt oder gegliedert sein) besteht und die seitlichen Fransenzonen, die meist kiemenähnliche Struktur aufweisen, unterscheiden.

Wir können demnach folgende Gliederung vornehmen:

A. Echte Fährten als Vertiefungen im Sediment.

Typus: *Palaeobullia* g. n. (früher mit dem Sammelnamen *Phyllochorda* bezeichnet).

Die Fransenzonen sind seitlich erhöht und aufgewölbt und in der Regel durch eine kiemenähnliche Struktur gekennzeichnet. Das Medianband ist gewöhnlich tiefer gelegen, kielartig erhöht oder rundlich aufgewölbt. Beiderseits des Medianbandes liegt je eine schmale Furche. — Stets auf der Oberfläche einer Schicht erzeugt. Verlauf der Fährte ist völlig unregelmäßig. Gastropodenfährten.

Folgende Formen sind häufiger vertreten (Fig. 4):

a) Schmales, mit zahlreichen Kerben versehenes Medianband, breite und aufgewölbte seitliche Fransenzonen, meist mit kiemenähnlicher Struktur. Dieser Typus gleicht der von O. Abel aufgefundenen Gastropodenfährte *Bullia rhodostoma* (Taf. VIII b und Fig. 4/1).

b) Breites und erhabenes, rundlich gewölbtes Medianband, welches in regelmäßigen Zwischenräumen eingekerbt ist. Seitliche Fransenzonen wie bei der Form a (Fig. 4/2).

c) Schmale Fransenzonen, die zuweilen unausgebildet sein können. Medianband ist relativ breit und rundlich gewölbt, beiderseits mit dichten Kerben versehen, zuweilen in der Mitte schwach eingedrückt; seitlich von tieferen Kiefurchen begrenzt (Fig. 4/3 u. 4).

B. Ausgüsse von Fährten als reliefartige Erhabenheiten.

Typus: *Subphyllochorda* g. n. (bisher als *Phyllochorda* oder *Gyrochorda*, auch als „Zopfplatten“ bezeichnet).

Die hierher zu stellenden, stets dreigliedrigen Fährten sind recht variabel (Fig. 4/5—11). Das Medianband ist breiter oder schmaler oder von gleicher Breite wie die seitlichen Zonen. Charakteristisch sind die oft vorhandenen seitlich des Medianbandes liegenden Kieleisten (vgl. auch Taf. VIII a). Diese sind je nach den Windungen der betreffenden Fährte teilweise unausgebildet. Je nach der Form der einzelnen Fährten können die Kieleisten, die seitlichen Zonen oder das Medianband die größte Höhe annehmen (Fig. 4). Die Fährtenbreite ist variabel und wechselt bei den einzelnen Formen. Einzelne Fährten zeigen auf dem Medianband kleine streifenartige, regelmäßige Kerben (Fig. 4), die sich auf der Mitte oder auf den Seiten des Bandes befinden können.

Diese Fährten liegen stets parallel der Schichtenflächen und sind relativ häufig aufzufinden. Sie sind aus dem Flysch der Alpen, der Karpathen und des Apennins bekannt geworden. Verschiedene Formen sind vergesellschaftet anzutreffen und an denselben Lokalitäten wie *Palaeobullia* aufzufinden. Im Wienerwaldflysch, wie bereits oben bemerkt, erscheinen sie auf das Eozän beschränkt. — Eine Gruppierung in verschiedene Formenreihen erübrigt sich hier.

Um keinen gänzlich neuen Namen für diese Fährtengruppe einzuführen, wollen wir — da bisher unter „*Phyllochorda*“ im allgemeinen verschiedene Typen von Kriechspuren zusammengefaßt wurden, die von uns als von Gastropoden stammend gedeutet werden — den Namen *Subphyllochorda* g. n. wählen, deshalb, weil diese Formen stets auf der Unterseite der Schichten entwickelt sind. Diese *Subphyllochorda* bildet die Ausgüßform einer unter ihr liegenden Originalfährte einer bisher unbekannt, vermutlichen Gastropodengattung; die echte Fährte, welche demnach ein Seitenstück zur *Palaeobullia* darstellen würde, haben wir bis jetzt noch nicht gefunden (vgl. auch im folgenden, S. 383).

Früher wurden diese hier als *Subphyllochorda* zusammengefaßten Fährten als Leichen oder als Exkremente großer Anneliden (Polychäten) angesehen oder auch als Kriechspuren von letzteren gedeutet. — Leider kennen wir derzeit noch keine rezenten Äquivalente, die eine sichere Deutung zulassen würden. Jedenfalls können Exkremente von Anneliden oder gar Leichen dieser Meereswürmer nicht recht als Erklärung für diese Gebilde gelten. Denn allein die Länge, die Art der Windungen, die Skulptur, die stets gleichbleibende Breite und die relativ große Anzahl von Subphyllochorden sprechen gegen eine solche Deutung, abgesehen von manchen anderen Einwänden. — Die Windungen, die Anordnung der Gebilde, die Skulptur, das öftere Vorkommen von Überkreuzungen (siehe Taf. VIII a) und gewisse regelmäßige Eindrücke auf den

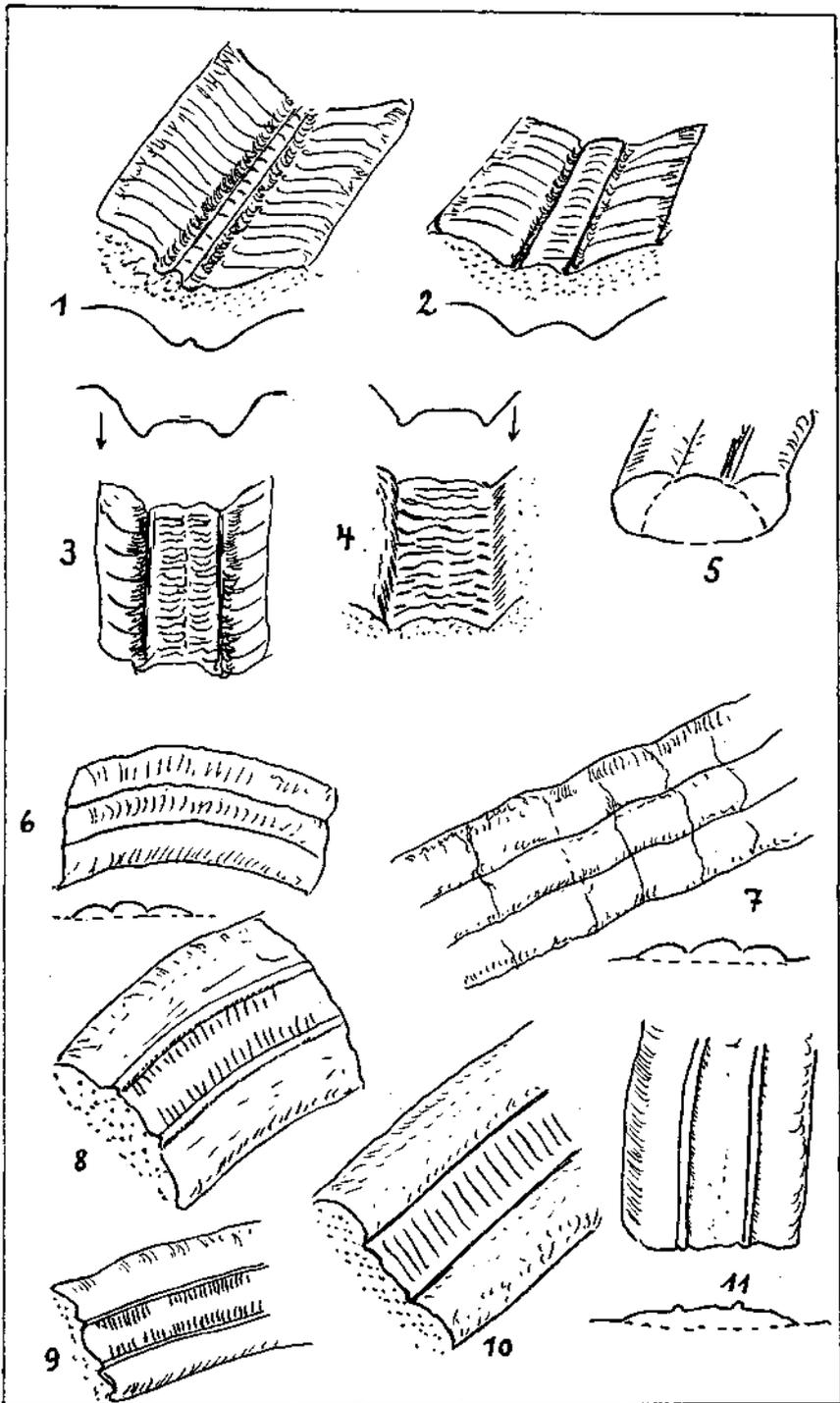


Fig. 4. Schematische Darstellung verschiedener Typen von Fährten und von Fährtenausgüssen (nat. Gr.). 1 *Palaeobullia*-Typus, 2—4 ähnliche Gastropodenfährten, 5—11 verschiedene Formen von *Subphyllochorda*.

Ausgüssen weisen auf Vorwärtsbewegungen von Tieren hin. — Über die Lebensweise rezenter Polychäten wissen wir wenig, geschweige denn über die Kriechspuren derselben. Jedenfalls ist es fraglich, ob diese Meereswürmer eine solche Skulptur in ihrer Fährte (speziell die häufig vorhandenen Kieleisten) hinterlassen konnten. Dem Aufbau und der Anordnung der Fährten nach zu urteilen, dürften eher Gastropoden als Erzeuger in Frage kommen, die jedoch eine völlig andere Gestaltung als die der Gattung *Bullia* aufweisen müßten.

Unter dem recht ansehnlichen Material der diesbezüglichen Wiener Aufsammlungen fand sich (in Kollektion Toul¹) ein Exemplar, welches anscheinend mit unserer Deutung im Widerspruch steht. Dieses Stück (Taf. IX a) zeigt nämlich eine „Innenseite“, die eine regelmäßige grätenartige Skulptur aufweist, und erweckt so die Vorstellung, als wäre ein reguläres körperliches Gebilde darin enthalten gewesen. Sorgfältige eigene Aufsammlungen lieferten noch den Fund eines ähnlichen Exemplars, wobei an Ort und Stelle einwandfrei festgestellt werden konnte, daß die Lage der gewölbten „grätenartigen Skulptur“ ebemals der Oberfläche des den Meeresboden bildenden Sedimentes zugekehrt war, während das dreiteilige Gebilde den Ausguß der ursprünglichen, im Schlamme vertieften Fährte dargestellt hat. Eine Erklärung der grätenartigen Skulptur folgt weiter unten.

Weitere Exemplare von Fährtenausgüssen zeigten eine gewisse auffällige Spaltbarkeit (Fig. 4/5), die offenbar durch die ehemalige Sedimentanordnung bedingt ist. Exemplare, die zwecks Untersuchung dieses Verhaltens zerschlagen wurden, zeigten die gleiche Erscheinung. Das eventuelle Vorhandensein von Annelidenleichen würde infolgedessen keine rechte Erklärung bieten. Es dürfte sich vielmehr um einen Gastropoden handeln, der mit seinem Gehäuse den eintrocknenden Meeresschlamm zerteilte. Die erwähnte Spaltbarkeit wurde sichtlich erzeugt durch eine beiderseitige Anlagerung von Sediment um den Mittelstrang (Fig. 4/5), was am ehesten durch die Verlagerung des schlammig-sandigen Bodens bei der Vorwärtsbewegung eines Gastropoden hervorgerufen wird.

Wie ist nun unsere Deutung als Gastropodenfährte mit oben beschriebenem, auf Taf. IX a abgebildetem Exemplar vereinbar? — Wie bereits mitgeteilt wurde, sind uns bisher nur zwei Ausnahmefälle bekannt geworden, bei welchen der Ausguß an der Innenseite jenes „grätenartige Gebilde“ aufweist. Vielleicht handelt es sich hier überdies um einen andersartigen Gastropodenvertreter. Nach der Lage und der Beschaffenheit des Sedimentes zu urteilen, dürfte wahrscheinlich eine Fährte vorliegen, die auf einer mit dünnem und feinsandigem Sediment bedeckten Tonunterlage erzeugt wurde: die Fußteile des betreffenden Gastropoden dürften bis in die tonige Unterlage eingedrungen sein und dort ihren dreiteiligen Eindruck hinterlassen haben; beim Vorwärtskriechen des Tieres wurde offenbar das Sediment aufgepflügt, glitt dann seitlich über die gelappten Fußteile und wurde nach rückwärts verlagert.

¹) Herr Prof. J. Stiny hatte die Freundlichkeit, uns das bezügliche Material aus dem Geologischen Institut der Technischen Hochschule in Wien zur Bearbeitung zu überlassen.

wodurch die aufgewühlte Furche sich hinter dem Gastropoden wieder schloß. Da nun Gastropoden beim Vorwärtskriechen ihr Gehäuse nach rückwärts neigen, so kann vielleicht — je nach der Beschaffenheit des Gehäuses (vielleicht Vorsprünge) [oder des Fußendes] — durch regelmäßiges Zurückneigen desselben jene „grätenartige Skulptur“ auf dem zurückverlagerten, mit Schlamm und Sand vermischten Sediment hervorgerufen worden sein.

In der Weiterverfolgung der für die beiden Haupttypen von Fährten (*Palaeobullia* und *Subphyllochorda*) gegebenen Erklärung ergeben sich noch die folgenden zwei Fragen:

1. Warum finden wir von *Palaeobullia* keine Ausgüsse oder Abdrücke? Die ursprüngliche *Palaeobullia*-Fährte konnte offenbar nur dann fossil erhalten werden, wenn sie auf Sandboden erzeugt wurde und eine tonige (ehemals schlammige) Überlagerung die Erhaltung dieser Fährte ermöglichte. Die Tonmasse selbst zeigt dagegen heute keine Ausgußformen, da sie sich nicht kompakt erhielt (später eindringende Sickerwässer). Lösen wir heute eine mit *Palaeobullia*-Fährten bedeckte Sandsteinplatte unter ihrer tonigen Überlagerung heraus, so finden wir als Deckschichte eine tonig-lehmige, feuchte Masse neben feinsplittigen, mehr verfestigten Tonteilchen ohne Ausgußformen vor.

2. Aus welchem Grunde treffen wir keine ursprünglichen Fährten von *Subphyllochorda*, sondern nur deren Ausgüsse an? — Diese Fährtentypen wurden nach unseren Beobachtungen ursprünglich als Vertiefungen auf Ton, bzw. auf schlammigem Sediment erzeugt. Die später sie bedeckenden feinen Sandmassen drangen in die offenbar etwas erhärteten Hohlräume ein. Hiedurch findet auch die häufig feststellbar direkte Verschmelzung mit dem darüber abgelagerten sandigen Sediment ihre Erklärung. Heben wir heute eine mit *Subphyllochorda* bedeckte Unterseite einer Platte aus ihrer tonigen Unterlage hervor, so begegnen wir in der Tonschichte einem ähnlichen Verhalten wie bei *Palaeobullia*, nämlich einer feuchten tonigen Masse und feinsplittigen Tonstückchen, worauf die ursprüngliche Fährte heute nicht mehr abgebildet erscheint.

In diesem Zusammenhang soll noch die vermutliche Genese einiger (S. 364) oben näher beschriebener Mäanderfährten nachgetragen werden (Taf. VII), die wir ebenfalls als Fährtenausgüsse von Gastropoden ansehen. Sie wurden einstens als Furchen auf Schlamm Boden erzeugt, der verhärtete und später von Sandsediment ausgegossen wurde. Ein großer Teil der Würzchenhieroglyphen, die sich zwischen den Riesenmäandern befinden, dürften daher ehemals Vertiefungen im Schlamm gebildet haben. Die auf Taf. VII a abgebildete Fährte mißt, soweit sie auf der Platte erhalten ist, eine Länge von zirka sechs Metern. Daher können Annelidenleichen oder deren Exkremente als Erklärung nicht gelten. — Ähnliche Mäanderfährten bildet Th. Fuchs (Lt. 1895, auf Taf. III, Fig. 2) ab.

Im Naturhistorischen Museum in Wien befindet sich eine ähnliche Platte, die als *Taphr helminthoides* Heer bezeichnet ist. Auch uns gelang die Auffindung eines gleichen Stückes aus der Umgebung von Kritzen-dorf. Diese Mäanderfährten unterscheiden sich von den ersterwähnten

durch eine deutliche mediane Furche, die von zwei Kieleisten begleitet ist und auf den Ausguß einer Gastropodenfährte hinweist.

Wie bereits oben berichtet wurde, bilden die Gastropodenfährten, speziell die Typen *Palaeobullia* und *Subphyllochorda*, im Greifensteiner Sandstein direkt Leithorizonte. Solche konnten an 11 Fundorten nachgewiesen werden. Sie erweisen sich stets frei von Fossilresten, sind dafür meist recht reich an verschiedenen Lebensspuren. Man kann um jeden Horizont einen wiederholten Wechsel von dünn- und dickbankigen Sandsteinlagen verfolgen, die von tonigen Zwischenlagen, welchen oft feiner Pflanzenhäcksel beigemischt ist, getrennt sind. (Andere Horizonte des Greifensteiner Sandsteins bestehen dagegen fast nur aus recht mächtigen Sandsteinbänken, in denen man im grobkörnigen Medium zuweilen Fossilresten begegnen kann.)

2. Hieroglyphen (im engeren Sinne), Wurmröhren (z. T.).

Der Einteilung von Fuchs (Lt. 1895) weiter folgend, sei hier einiges über die Vermiglyphen, Rhabdoglyphen und Cylindriten mitgeteilt, die im allgemeinen mit dem Sammelnamen „Hieroglyphen“ (im engeren Sinne) bezeichnet werden. Es sind die bekannten vielgestaltigen, wurmröhrenartigen Gebilde, die speziell in den *Palaeobullia*-Horizonten überaus häufig und fast immer auf der Unterseite der Gesteinsbänke erhalten sind.

Als Vermiglyphen bezeichnet Fuchs dünne, fadenförmige, unregelmäßig verlaufende Skulpturen, die meist unverzweigt und weniger dichotomisch gebelt sind.

Dickere Formen zählt er zu den Rhabdoglyphen. Es sind stabförmige, meist gerade verlaufende Wülste. Manchmal sieht die Fläche wie mit Reisig bestreut aus. Wenn die Wurmröhren übereinanderliegen, so durchkreuzen sie sich. Die Oberseite ist unregelmäßig, gefurcht und oft rau, in dicke strang- oder keulenartige Fortsätze auslaufend.

Es handelt sich hier offenbar um Ausfüllungen von Kriechspuren und Fährten einer Reihe von Meeresbewohnern, besonders Würmern, die den Meeressand durchwühlten oder zur Ebbezeit auf den mit Schlamm bedeckten Flächen umherkrochen. Es ist im einzelnen nicht leicht möglich, eine Entscheidung darüber zu treffen, welche Arten von Lebewesen daran beteiligt waren.

Eine weitere Kategorie diverser Fährtenausfüllungen, vor allem wurmartiger Röhrenausfüllungen, die weniger parallel der Oberfläche, meist senkrecht oder schräg dazu das Sediment durchziehen, faßt Fuchs als Cylindriten zusammen. Sie zeigen eine bedeutendere Dicke als die Rhabdoglyphen und sind oft von gewundenem Verlauf. Es sind jene stielrunden Körper, die bald vereinzelt, bald bündelartig, manchmal auch ästig verzweigt sind.

In diesem Zusammenhang mag auf eigenartige, das Gestein in verschiedenen Richtungen, auch quer zur Schichtung, durchziehende zylindrische Röhrengebilde hingewiesen werden, deren Wandungen eine Struktur mit in regelmäßigen Abständen angeordneten Kerbghedern aufweisen (vgl. Taf. IX c). Die Röhren verlaufen nicht gerade, sondern etwas gewunden und bestehen in ihrem Füllmaterial aus einem mehr ver-

festigten Sandstein. Sie knüpfen sich in dieser Ausbildung an Sandsteine und konnten bisher sowohl in der Oberkreide wie im Greifensteiner Sandstein von uns festgestellt werden (Hohenauberg bei Kierling, Laaben südlich Neulengbach und in der Oberkreide östlich Station Unter-Purkersdorf).

Es würde zu weit führen, die so mannigfach entwickelten Hieroglyphen hier ausführlicher zu behandeln. Es soll nur noch darauf hingewiesen werden, daß nicht alle Bildungen als Ausfüllungen von Wurmröhren anzusehen sind. Es dürfte nämlich ohne Zweifel eine große Anzahl von Exkrementen nicht nur von Würmern, welche letztere früher für alle möglichen Bildungen zur Erklärung herbeigezogen wurden, sondern auch der verschiedenartigsten Lebewesen des Meeres (wie oben gezeigt wurde, kommen auch Dekapoden in Betracht) uns unter solchen Hieroglyphen erhalten sein.

3. Chondriten.

Während im Greifensteiner Sandstein stets nur recht dünne, tonige Zwischenschichten zwischen dickbankigen Sandsteinlagen und -bänken eingeschaltet sind und tonige, größere Ausmaße annehmende Horizonte im allgemeinen fehlen, bestehen die Ablagerungen der Oberkreide vielfach aus tonigen und mergeligen Schichten, die große Mächtigkeit besitzen können. In letzteren konnte sich die Meeresfauna in mancher Beziehung andersartig entwickeln und fossil erhalten. Die Oberkreide erinnert mehr an Ablagerungen eines Wattenmeeres, das vorwiegend von mächtigen Schlamm-sedimenten erfüllt war und andere Lebensbedingungen bieten konnte.

Die häufigsten und auch weitverbreitetsten Lebensspuren besonders in den Mergellagen der Oberkreide stellen die unter dem üblichen Sammelnamen „Fucoiden“ bezeichneten Bildungen dar. Sie fehlen dem Greifensteiner Sandstein im allgemeinen oder kommen doch nur selten darin vor. Im Neokom treten sie gelegentlich gleichfalls in Mergeln und Mergelkalken, seltener in Tonschiefern auf, nehmen aber etwas andere Formen, wie es scheint, an (Götzinger, Lt. 1925).

Früher wurden diese sogenannten Fucoiden allgemein für fossile Algen gehalten, von verschiedenen Autoren dementsprechend mit Namen belegt, meist in Gruppen wirklicher fossiler Pflanzen eingereiht und so als Genera und Spezies unterschieden. Später wurden sie teils durch eine Reihe neuer Formen ergänzt, teils anderen Gruppen zugewiesen, teils wieder als Synonyme eingezogen. So verfahren A. Brongniart (1822—23), K. Sternberg (1830), Fischer-Ooster (1858), C. v. Ettingshausen (1863), W. Ph. Schimper (1869—79), O. Heer (1877) und A. Rothpletz (1896).¹⁾

Der Name „*Fucoides*“ geht auf A. Brongniart (1822) zurück, der unter dieser Bezeichnung alle rein äußerlich algenähnlichen Reste, und

¹⁾ Adolf Brongniart: Histoire des végétaux fossiles, Paris 1823. — K. Sternberg: Versuch einer geognostisch-botanischen Darstellung der Flora der Vorwelt, 1820—38, Leipzig u. Prag. — Fischer-Ooster: Die fossilen Fucoiden der Schweizer Alpen, 1858. — C. v. Ettingshausen: Die fossilen Algen des Wiener- und Karpathensandsteins. Sitzungsberichte, Akad. d. Wiss. Wien, XLVIII, 1863. — W. Ph. Schimper: Traité de paléontologie végétale (Tom I) 1869. — O. Heer: Flora fossilis Helvetiae, 1877. — A. Rothpletz: Über Fylschfucoiden und einige andere fossile Algen. Ztschr. d. Deutschen Geol. Ges. Berlin, Bd. 48, 1896.

zwar sowohl echte Pflanzen als auch Wurmsspuren, zusammenfaßte. Sternberg (1833) zerteilte die Gattung *Fucoides* in kleinere Gattungen, von denen die Gattung *Chondrites* jene Formen zugeteilt bekam, die heute als Wurmsspuren gedeutet werden.

Demnach ist der Name „*Chondrites*“ zu verwenden, „*Fucoides*“ hingegen auszuschalten. Ferner sollte man die Bezeichnung „Chondriten“ gebrauchen und „Fucoiden“ als Synonym ausschalten. Da sich jedoch die Bezeichnung „Fucoiden“ in der Literatur bereits fest eingebürgert hat, ist es angebracht, diesen Namen lediglich als Sammelbegriff zu belassen, indem man ihn als gleichbedeutend mit diversen algenähnlichen Kriechspuren, die man nicht näher bezeichnen will, auffaßt. — Auf diese Weise ist leicht Klarheit zu schaffen. Es finden sich nämlich in der Literatur beide Ausdrücke, zuweilen auch durch die Bezeichnung „und“ verbunden, und es wird dadurch der falsche Eindruck erweckt, als ob unter „Fucoiden“ und „Chondriten“ verschiedene Bildungen aufgefaßt würden.

Nathorst (1886) erkannte als erster, daß die Chondriten nicht pflanzliche Reste, sondern Wurm kriechspuren seien. Th. Fuchs (Lt. 1904) widmete dieser Frage ein eingehendes Studium. Er wies u. a. auf den steten Mangel erkennbarer pflanzlicher Substanz hin und lehnte die Beobachtungen von Gümbel (Lt. 1896) und Rothpletz (Lt. 1896), welche beide die Algenatur verfochten, ab.

Es ist durchaus möglich, daß bei den relativ häufigen Vorkommen von feinem Kohlenhäcksel im Flysch gelegentlich solche Reste mit als Ausfüllungsmaterial in die Wurmröhren gelangen konnten, da Rothpletz und Gümbel kleine Reste pflanzlicher Struktur darin zu erkennen glaubten. Jedenfalls stellt dies aber eine Ausnahme dar, da eigene eingehende mikroskopische Untersuchungen, die zur Nachprüfung dieser Frage gemacht wurden, nur tonige Substanzen zeigten. Gelegentlich erscheinen darin Einlagerungen sehr kleiner Foraminiferenreste und feinverteilte Eisen- und Kohlenpartikelchen, wie sie stets den Sedimenten des Flysches beigemischt sind.

Fuchs deutete die Chondriten als von Meereswürmern (Anneliden) erzeugte, verzweigte Hohlräume, die nachträglich von oben mit schlammigem Sediment ausgefüllt wurden. Da nun gewöhnliche Wurmgänge sich häufig durchkreuzen, dieses aber bei den Chondritenbildungen nie zu konstatieren sei, nahm Fuchs als Erzeuger nur gewisse Anneliden an.

In neuerer Zeit wurde u. a. durch die Arbeiten von R. Richter (Lt. 1927, 1928) ein näherer Einblick in die Natur dieser Gebilde ermöglicht. Richter nimmt ebenfalls Ausfüllungen von Kriechröhren, speziell von Anneliden, an, denen er eine bestimmte Art Reizbarkeit — die Phobotaxis — zuschreibt. Infolge dieser vermeiden es die Tiere, ihre tunnelartigen Fahrten oder Röhren zu durchkreuzen, denn noch nie ist bei den dichotomisch verästelten Gebilden eine Berührung oder Durchkreuzung beobachtet worden. — Diese Würmer dürften offenbar durch Vor- und Zurückschieben ihres Vorderkörpers (somit durch Strecken und Zusammenziehen des Körpers), indem sie nach verschiedenen Richtungen hin in den Schlamm eindringen und dort den Schlamm fraßen oder nach Nahrung abweideten, jene ästig verzweigten Hohlräume hervorgerufen haben, die sich nachträglich mit wässrigem Schlamm gefüllt haben mögen.

Die Chondriten erscheinen meist an Mergel und schieferig-tonige Sedimente gebunden, sind aber auch zuweilen in tonigen Sandsteinen feinen und mittleren Kornes aufzufinden. Die ästigen Verzweigungen liegen in der Regel parallel den Schichtenflächen, durchziehen aber auch manchmal quer das Gestein. Die größeren Formen (zirka 3—6 mm Breite) sind oft ganz dünn gepreßt oder besitzen einen etwa linsenförmigen bis ovalen Querschnitt. Gewöhnlich enthalten sie eine tonartige graue bis schwarze weichere Substanz. Seltener finden sich darin Wölbungen vor, deren regelmäßige Wiederholung auf das Vorwärtskriechen eines wurmartigen Tieres zurückführbar sein mag.

Ferner sind kleine und dünne Formen zu erwähnen, die dichotomisch reich verästelt sind und ein feines Algengewirr vortäuschen. Des weiteren sind häufig sternförmig von einem Mittelpunkt ausgehende feine Bildungen aufzufinden, die auch zu den Chondriten gezählt werden. Hier handelt es sich anscheinend um Kriechspuren andersartiger Meereswürmer, deren Verwandtschaft mit dem Erzeuger von *Chondrites* s. str. wohl nicht in Frage kommt.

Will man den Haupttypus von *Chondrites* näher kennzeichnen, so ist es zu empfehlen, von zwei Hauptformen zu sprechen:

A. *Chondrites forma furcatus*. (Es sind die breiteren Formen, wie *Ch. furcatus* Brong., *Ch. affinis* Sternbg., *recurvus* Brong., *Targioni* Brong. u. a.)

B. *Chondrites forma intricatus*. (Schmale dünne Formen, wie *Ch. intricatus* Brong., *Ch. aequalis* Brong., *arbuscula* Fischer-Ooster, *difformis* Brong. u. a.)

Im übrigen erweisen sich diese Haupttypen durch Zwischenformen verbunden.

4. Helminthoideen.

Die sogenannten Helminthoideen sind jene charakteristischen Fährten, die mit R. Richter (Lt. 1927) den Typus der „geführten Mäander“ darstellen. Dies sind die besonders in den Mergelpartien der Oberkreide häufig vorkommenden, mit auffallender Regelmäßigkeit geführten Windungen, die stets in gleichen parallelen Abständen voneinander die Schichtenflächen bedecken. Eine Durchkreuzung des einmal begonnenen Weges ist nie festzustellen, und der Platz wird so ausgenützt, daß eine Berührung der Fährten nicht stattfindet. Mit R. Richter nimmt man kleine Annelidenarten als Erzeuger dieser Bildungen an, denen eine bestimmte Art Reizbarkeit, die sogenannte „Thigmotaxis“, zugeschrieben wird, auf Grund derer diese Meereswürmer es stets vermeiden, eine einmal begonnene Fährte zu berühren oder zu durchkreuzen. Obwohl neuerdings gewisse ähnliche rezente Bildungen bekannt wurden (Gripp 1927), ist es bisher noch nicht gelungen, diese Fährten einwandfrei auf ihren Urheber zurückzuführen.

Vom geologischen Standpunkt aus ist diesen Helminthoideen insofern genaue Beachtung zu schenken, als sie, wie oben gezeigt, geeignet sind, für den Flysch der Oberkreide eine Art Leitfossil abzugeben. Innerhalb des österreichischen Flyschanteils ist ihr Vorkommen vornehmlich auf

die Schichten der Oberkreide beschränkt, wo sie in Lagen von Mergeln, tonigen Schiefeln, aber auch gelegentlich auf feinkörnigen Kalksandsteinen vorkommen. Neben den häufigen kleinen Formen konnten auch mittelgroße und größere beobachtet werden, die zumeist auf tonige, dünnplattige Sandsteinlagen beschränkt sind, im übrigen aber ähnliche „geführte Mäander“ darstellen.

In eozänen Schichten konnten im Wienerwald die typischen kleinen Helminthoideen bisher nicht beobachtet werden, wenngleich, wie oben ausgeführt wurde (S. 364), neuerdings Riesenmäander aufgefunden wurden, deren Ursprung mit einiger Wahrscheinlichkeit Gastropoden zugeschrieben werden kann. Dieses Fehlen besagter Helminthoideen dürfte mit andersartiger Sedimentation und entsprechend geringerer Erhaltungsmöglichkeit von Lebensspuren zusammenhängen, ohne daß wir annehmen müssen, daß deren Erzeuger im Eozän des Wienerwaldflysches nicht vorkämen oder gar ausgestorben wären. Es ist sogar wahrscheinlich, daß diese auch heute noch vorkommen, und der künftigen Meeresforschung bleibt es vorbehalten, die betreffenden Tiere selbst ansichtig zu machen.

Jedenfalls können im Wienerwaldflysch Helminthoideen als Leitfossil für die typischen Oberkreideschichten angesehen werden, da sie auch an fast allen Fundpunkten, von denen sichere oberkretazische Fossilreste bekannt sind oder neuerdings aufgefunden wurden, stets mehr oder minder reichlich vorhanden sind.

5. Bauten tubicoler Anneliden.

Zum Schlusse mögen noch einige Wurmbauten Erwähnung finden, die an verschiedenen Lokalitäten (südlich Christofen, Gwörth, Hof und Michelbach) in der typischen Oberkreide in wenigen Exemplaren, ferner auch aus dem Eozän (von Gugging, bis jetzt in einem Stück) von uns neu aufgefunden werden konnten. Es sind dies längliche, ovale oder mehr rundliche Gebilde, die als Vertiefungen im Sediment auftreten. Ihre Wandungen sind mit kleinen warzenförmigen, unregelmäßig verteilten Körperchen bedeckt und mit toniger Substanz ausgekleidet, womit auch der Hohlraum ausgefüllt erscheint (siehe Taf. IX d).

O. M. Reis (Lt. 1909) beschrieb eine Reihe von echten Bohrröhren und Bauten (U-Bauten), die er vorwiegend Meereswürmern zuschreibt. Sein diesbezügliches Material stammte größtenteils aus dem Flysch des Apennin. Unter seinen Beschreibungen werden auch solche Gebilde angeführt, die direkt mit obigen im Wienerwaldflysch vorkommenden übereinstimmen. Sie sind, wie der Autor berichtet, früher als *Granularia* cf. *arcuata* Schimp. beschrieben und werden von Reis als Bauten tubicoler Anneliden gedeutet, die sich Hohlräume im Sediment graben und vermittels organischer Ausscheidungen die Wandungen mit Schlamm- und Tonsubstanzen auskleiden. Nachträglich wurden dann die verlassenen Hohlräume mit feinem Schlammdetritus ausgefüllt.

Als besondere, derzeit noch unbenannte Formen von Röhren, wahrscheinlich tubicoler Anneliden, können die in der Fig. 5 veranschaulichten bezeichnet werden. Nachdem die Röhren auf dem sandig-schlammigen Sediment gebildet und an ihren Wandungen wohl durch Abscheidung eines Sekretes etwas verfestigt worden waren, mögen sie durch flachen

Wellengang etwas zerbrochen und in einzelne Röhrenstäbchen aufgelöst worden sein (vgl. Fig. 5); die deutlich beobachtbare mediane Eindrückung

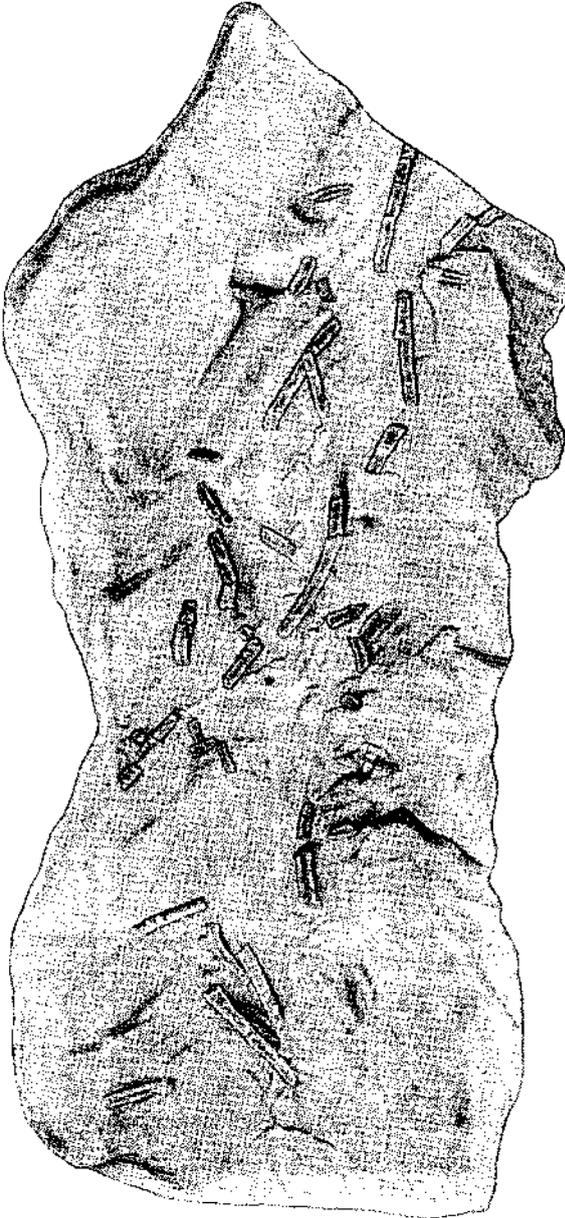


Fig. 5. Median zusammengedrückte und zerbrochene Röhren von Meereswürmern (Anneliden), Greifensteiner Sandstein, Weidlingbachtal b. Preßbaum (nat. Gr.).

ist wahrscheinlich mit einem Zusammensinken der von den Würmern verlassenen Hohlröhren zu erklären.

Diese, zuweilen auch sich verzweigenden Röhrrchen fanden wir bisher nur im typischen Greifensteiner Sandstein, z. B. im Weidlingbachtal bei Preßbaum, jedoch dürften weitere Aufsammlungen noch nähere Aufklärungen bringen.

III. Pflanzliche Reste.

Über das Vorkommen fossiler Holz- und Pflanzenreste sowie Harze im Wienerwaldflysch sei hier im Anschluß an unsere eigenen Funde eine kurze allgemeine Zusammenfassung gegeben.

Pflanzenhäcksel und Reste kohligler Substanz sind in vielen Lagen des Flysches vom Neokom bis zum Eozän vorhanden. Zumeist handelt es sich um fein verteilte Partikel in schieferigen und tonigen Lagen sowie auf dünnplattigen, mürben Sandsteinen. Öfters findet man besser erhaltene Reste, die eine pflanzliche Struktur aufweisen, jedoch ist es gewöhnlich nicht möglich, sichere Angaben darüber zu machen, zu welcher Pflanzenfamilie diese Reste gehören. Fossile Meeresalgen kommen jedenfalls als Komponenten hiebei nicht in Frage. Es handelt sich fast immer, wie auch aus der Sedimentationsart hervorgeht, um vom benachbarten Festland in das Flyschmeer hinausgespülten feinen Pflanzendetritus. Der stete Schichtwechsel von festeren Sandsteinlagen mit mehr oder weniger dünnplattigen, tonigen und schieferigen Einschaltungen, in welchen die Pflanzenreste vorkommen, weist deutlich darauf hin, daß von Zeit zu Zeit große Detritusmassen, vor allem Schlamm, durch Flüsse in das seichte Flyschmeer verfrachtet wurden.

Nur von wenigen Fundpunkten wurden bisher aus dem Wienerwaldflysch mächtigere Anhäufungen pflanzlicher Substanz und vor allem echte, verkohlte Holzreste bekannt, die zuweilen fossiles Harz (Copalin) führen. Gelegentlich sind auch größere fossile Holzreste¹⁾ vereinzelt aufgefunden worden, ohne daß jedoch ein Horizont mit kohligten Substanzen vorhanden war.

Reichhaltigere kohlige Lagen mit Holzresten kamen neu an folgenden Fundpunkten zur Aufsammlung:

1. Am Pallerstein, südlich des Hebelsbachgrabens bei Gablitz. Reiche Fundstätte, speziell von Coniferenholz mit reichlichen Beimengungen fossilen Harzes. — Eozän.
2. Im Rosental bei Hütteldorf, am Südabhange des Satzberges, von Fr. Krasser und K. A. Redlich u. a. kohlige Holzreste und fossiles Harz aufgefunden; heute nicht aufgeschlossen. — Oberkreide.
3. Steinbruch Hollitzer, westlich von Höllein a. d. Donau. Vereinzelt Vorkommen von Holz- und Kohleuresten mit fossilem Harz. — Eozän.
4. Steinbruch im Weidlingbachtal bei Preßbaum. Einschaltung von Lagen mit Pflanzen- und Holzresten. — Eozän.
5. Steinbruch im Gr. Steinbachtal bei Tullnerbach. Einschaltung von Lagen mit Pflanzenresten, wenig mächtig und nur lokal. — Oberkreide.
6. Steinbruch auf der Höhe bei Liechtenstein, südlich Altlenzbach. Kohlige Reste und Harz. — Oberkreide.

¹⁾ So der Fund eines Stückes von *Araucarioxylon* und fossiler Hölzer durch Fuchs, das Fr. Krasser (Lt. 1894) beschrieben hat. Ein weiteres Stück wurde von Tnula am Fuße des Leopoldsberges bei Klosterneuburg aufgefunden.

Zum Fundort am Pallerstein ist folgendes zu bemerken:

Als Einschaltungen zwischen mächtigen Sandsteinbänken feinen und mittleren Kornes treten in zwei Horizonten kohlenführende Schichten auf, die im Hangenden von sandig-tonigem Material und darauffolgenden weniger mächtigeren Sandsteinen bedeckt sind. Diese zwei Lagen befinden sich in mittlerer Höhe des alten, heute aufgelassenen Steinbruchs und sind schlecht aufgeschlossen. Sie führen viel Kohlenhäcksel und Reste von Coniferenholz, welch letztere relativ viel fossiles Harz enthalten. Das Harz selbst ist sehr spröde, fällt leicht in Form kleiner Splitter heraus und findet sich meist in kleineren, rundlichen oder ovalen Grübchen, die zwischen den Holzfasern und Rindenresten eingelagert erscheinen.

Fr. Krasser (Lt. 1894, 1895) hielt seinerzeit dieses Vorkommen am Pallerstein als Ablagerung stark verrotteten und vermorschten Holzes und wies dieses der Gattung *Cedroxylon* zu, die er als „Stammpflanze des Flyschbernstens“ bezeichnete. Es ist jedoch recht zweifelhaft, ob wirklich vermorschte Holzstämmen oder Äste soviel Harz liefern konnten. Es hat vielmehr den Anschein, als ob die teilweise stattgefundenen Zersetzung des Holzes erst sekundär bei beginnender Fossilisation eingetreten ist, denn hier hat keine weitgehende Inkohlung stattgefunden, und zudem weisen manche Stücke eine zu gut erhaltene Faserstruktur auf.

Auf Grund der fossilen Harze hielt seinerzeit Fr. Krasser dieses Vorkommen am Pallerstein (Eozän) mit dem im Rosental bei Hütteldorf (Oberkreide) als gleichalterig. Zu einem gleichen Resultat gelangte F. Karrer,¹⁾ dem auch später K. A. Redlich (Lt. 1895) folgte und auf Grund von Succiniifunden gemeinsam mit *Inoceramus Crippsi* aus der Umgebung von Klosterneuburg allen drei Fundorten das gleiche Alter zuschrieb.

Hier sei darauf hingewiesen, daß Succiniten keine Bedeutung für die Altersfrage zukommt. Es ist weiter wahrscheinlich, daß es sowohl zur Oberkreide-, wie in der Eozänzeit ähnliche Coniferen auf den dem Flyschmeer benachbarten Festländern gegeben hat, von denen zweifellos diese Reste stammen. Ob nun das Holzmaterial mit Schlammdebris durch die Flüsse bei Hochwasserzeiten ins Meer transportiert wurde oder ob gewisse Hoch- oder Springfluten die Küstenregionen überschwemmten und von dort reiches Detritusmaterial bezogen, kann nicht entschieden werden.

Anhang: Über Ablagerung und Fossilisation.

Bekanntlich charakterisiert den Flysch der häufige und stete Wechsel von Sandsteinen verschiedenartiger Ausbildung und Zusammensetzung mit tonigen Lagen und Mergelpartien einerseits, die relativ große Fossilarmut und das lagenweise auffällig reichhaltige Vorhandensein von

¹⁾ F. Karrer, Sitzungsberichte der Akad. d. Wiss. in Wien, Bd. LII, Abt. I, 1865, p. 492.

Derselbe, Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1869, p. 295.

Lebensspuren mannigfacher Art anderseits. — Es ist eine allgemein bekannte Erscheinung, daß Ablagerungen, die reich an Resten von Kriechspuren sind, eine große Armut an Fossilien besitzen, während fossilreiche Schichten selten Kriechspuren führen. Wir finden von Paläozoikum bis zum Jungtertiär in dieser Hinsicht ein stetes Gesetz: wir kennen fossilreiche Altershorizonte, bzw. Fazies; wir kennen auch nahezu fossilere, riesige Zeiträume umfassende Ablagerungen, was wir ja auch im Flysch vor uns haben.

Wie gezeigt wurde, sind die Meere, welche die Sedimente des Flysches lieferten, gar nicht so arm an Lebewesen gewesen, wie es häufig angenommen wird; im Gegenteil verrät sich durch das oft reichliche Vorkommen von Lebensspuren in Form von Fährten, Wurmgängen und verschiedenen Gebilden eine reichhaltige Meeresfauna.

Der Chemismus des Flyschmeeres dürfte offenbar einer fossilen Erhaltung von Schalenresten recht ungünstig gewesen sein, indem der Großteil aller abgestorbenen Tiere wohl der völligen Zersetzung und Auflösung anheimfiel. Ferner dürfte auch sekundär die Zerstörung von ehemals vorhandenen Fossilresten durch die Kalkauslaugung und die Wanderung chemischer Lösungen hervorgerufen worden sein.

Bekanntlich neigen die Flyschsedimente außerordentlich leicht zur Querklüftung und zeigen relativ häufig reichhaltige Calcitabscheidungen: an Klüften und Sprüngen sowie auf Schichtflächen; zuweilen stellen sich direkte Calcitlagen ein, die bedeutendere Mächtigkeit (bis 8 cm und noch mehr) annehmen können. Manchmal sind auch kalkhaltige Substanzen durch Kieselsäureabscheidungen völlig verdrängt worden, wie sie besonders manche Sedimente des Neokom aufweisen (Hornsteine und stark kieselige Sandsteine).

Fossilreste fanden ihr günstigstes Erhaltungsmedium in mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen, während feinkörnige Sandsteine im allgemeinen als fossil leer anzusprechen sind. Es konnte speziell im Greifensteiner Sandstein festgestellt werden, daß Nummuliten und andere Foraminiferen lediglich nur in größeren Gesteinstypen aufzufinden sind. Dieser Befund steht mit der Lebensweise der Foraminiferen, welche nicht in einer Brandungszone, wie sie der Greifensteiner Sandstein wenigstens zum Teil dargestellt hat, gelebt haben können, im Widerspruch. Wahrscheinlich wurden diese Foraminiferen gelegentlich aus ihrem Biotop durch starken Wellengang in die Brandungszone verschwemmt und dann dort abgelagert. Es geht daraus hervor, daß eine Fossilisation nur dort eintreten konnte, wo eine relativ rasche Einbettung erfolgte, die eben in der Anhäufung größerer Lagen zum Ausdruck kommt.

Der häufige Wechsel von sandigem und tonigem Sediment war der Erhaltung der mannigfachen Kriechspuren zweifellos recht günstig. Überall, wo Reste von Fährten anzutreffen sind, zeigt sich dasselbe Bild, nämlich eine rasche Einbettung durch tonige oder sandige Substanz. Dagegen veranschaulichen die Sandsteinlagen in ihrer bankigen Entwicklung eine relativ lang andauernde Sedimentation, indem wohl unzählige Male lose, feine Sandmassen hin und her getrieben und verfrachtet worden sein mögen, bis mächtige Sandsteinbänke zustande kamen; unzählige Male mögen aber auch Tonschichten abgesetzt und wieder weggeführt und neu aufgetragen worden sein im Wechsel der

Wasserbewegung. Aus diesen Vorgängen des Naturspiels stellen nun die Schichten mit den erhaltenen Lebensspuren das Abbild sozusagen einer Momentaufnahme dar, welche das Lebensbild festhielt, das sich während einiger Stunden auf dem damaligen Meeresboden abspielte.

Literaturhinweise.

1850. F. v. Hauer. Über die geognostischen Verhältnisse des Nordabhanges der nordöstlichen Alpen zwischen Wien und Salzburg. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, I. Bd., S. 17—60.

1857. F. v. Hauer. Ein geologischer Durchschnitt von Passau bis Duino. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, Bd. XXV.

1858. F. v. Hauer. Die Eocängehilde im Erzherzogthum Österreich und Salzburg. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, IX, Heft 1, S. 103—137.

1883. H. Keller. Inoceramen im Wiener Sandstein von Preßbaum. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1883, Nr. 12, S. 191/192.

1898. F. Toula. Ein Ammonitenfund (*Acanthoceras Mantelli* Sow.) im Wiener Sandstein des Kahlengebirges bei Wien. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Bd. II, S. 79—85.

1894. Fr. Krasser. Vergleichende anatomische Untersuchungen fossiler Hölzer. Sitzungsberichte der Zoologisch-botanischen Gesellschaft in Wien, Bd. 44.

1894. C. M. Panl. Bemerkungen zur Karpathen-Literatur. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Bd. 44, S. 415—440.

1894. D. Stur. Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Umgebung von Wien. Geolog. Reichsanstalt.

1895. Th. Fuchs. Studien über Fucoiden und Hieroglyphen. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften, Wien, Bd. 42.

1895. Fr. Krasser. Vergleichende anatomische Untersuchungen fossiler Hölzer. Verhandlungen der Zoologisch-botanischen Gesellschaft in Wien, Bd. 45.

1895. K. A. Redlich. Über den Fund eines *Ptychodus*-Zahnes im Wiener Sandstein bei Hütteldorf. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Bd. 45, Heft 2, S. 219—224.

1896. J. Grzybowski. Mikroskopische Studien über die grünen Conglomerate der ostgalizischen Karpathen. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Bd. 46, S. 293—308, Heft 2.

1896. W. v. Gümbel. Vorläufige Mitteilung über Flyschalgen. Neues Jahrbuch für Mineralogie, 1896/I, S. 227—232.

1896. A. Rothpletz. Über Flyschfucoiden und einige andere fossile Algen, sowie über liassische, Diatomeen führende Hornschwämme. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, Bd. 48, S. 854—914.

1896. E. Tietze. Beiträge zur Geologie von Galizien. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Bd. 46, Heft 3, S. 402—410.

1898. C. M. Paul. Der Wiener Wald. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Bd. 48, Heft 1, S. 53—178.

1904. Th. Fuchs. Kritische Besprechung einiger Arbeiten über Fucoiden. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Bd. 54, S. 359—388.

1906. W. Petrascheck. Über Inoceramen ans der Gosau und dem Flysch der Nordalpen. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Bd. 56, Heft 1, S. 155.

1906. G. Göttinger. Über neue Vorkommnisse von exotischen Blöcken im Wiener Wald. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt.

1907. G. Göttinger. Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. Penck's geographische Abhandlungen, IX/1, Leipzig, Teubner, S. 1—174.

1909. O. M. Reis. Zur Fucoidenfrage. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Bd. 59, Heft 3/4, S. 615—638.

1913. R. J. Schubert. Über mitteleocäne Nummuliten aus dem mährischen und niederösterreichischen Flysch. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, S. 127 bis 128.

1914. R. Jaeger. Grundzüge einer stratigraphischen Gliederung der Flyschbildungen des Wiener Waldes. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, Bd. VII, S. 122—172.

1914. R. Jaeger. Einige Beobachtungen im Alttertiär des südlichen Wiener Waldes. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, Bd. VII, S. 313—316.

1920. K. Friedl. Stratigraphie und Tektonik der Flyschzone des östlichen Wiener Waldes. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, Bd. XIII, S. 1—80.

1920. G. Göttinger. Aufnahmebericht Blatt Baden—Neulengbach. Verhandlungen der Geologischen Staatsanstalt, 1920, Nr. 1.

1921. G. Göttinger. Aufnahmebericht Blatt Baden—Neulengbach. Verhandlungen der Geologischen Staatsanstalt, 1921, Nr. 1.

1922. F. Trauth. Geologische Beobachtungen im östlichen Wiener Wald. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, Bd. XV, S. 330.

1922. G. Göttinger. Aufnahmebericht Blatt Baden—Neulengbach. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1922, Nr. 1.

1923. F. Trauth. Die geologische Geschichte des Lainzer Tiergartens und seiner näheren Umgebung. In R. Amon, *Der Lainzer Tiergarten einst und jetzt*. Verlag A. Haase, Wien, S. 37.

1923. G. Göttinger und H. Vettors. Der Alpenrand zwischen Neulengbach und Kogl, seine Abhängigkeit vom Untergrund in Gesteinsbeschaffenheit und Gebirgsbau. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, Bd. 73, S. 1—38.

1924. G. Göttinger. Aufnahmebericht Blatt Baden—Neulengbach und Tulln. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1924, Nr. 1.

1924. R. Richter. Zur Deutung rezenter und fossiler Mäander-Figuren. *Flachseebeobachtungen zur Paläontologie und Geologie*, VII—XI, *Senckenbergiana*, Bd. VI, Heft 3/4.

1925. O. Abel. Ein Lösungsversuch des Flyschproblems. *Anzeiger der Akademie der Wissenschaften*, Wien, Nr. 27.

1925. G. Göttinger. Das Alpenrandprofil von Königstetten. *Allgemeine österreichische Chemiker- und Techniker-Zeitung*, Bd. XXXXIII, Nr. 16.

1925. G. Göttinger. Aufnahmebericht Blatt Tulln, Baden—Neulengbach. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Nr. 1.

1925. H. Vettors. Über kretazeische Korallen und andere Fossilreste im nordalpinen Flysch. *Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt*, Bd. 75, Heft 1/2, S. 1—18.

1925. R. Richter. Versteinerungen oder frischer Schneckenfraß. *Ans Natur und Museum*. Ber. Senckenberg. Nat. V. Ges., Frankfurt a. M., 55. Bd., S. 185—189.

1926. O. Abel. *Amerikafahrt*. G. Fischer, Jena, S. 172—183.

1926. G. Göttinger. Der neue Granitklippenblock am Flyschrand bei Neulengbach, ein geologisches Naturdenkmal. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Nr. 10.

1926. G. Göttinger. Aufnahmebericht Blatt Tulln. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1926, Nr. 1.

1927. O. Abel. Fossile Mangrovesümpfe. *Paläontologische Zeitschrift*, Bd. VIII, S. 130.

1927. O. Abel. *Lebensbilder aus der Tierwelt der Vorzeit*. II. Aufl., G. Fischer, Jena, S. 321—347.

1927. G. Göttinger. Die Kristallintrümmer im Wiener Wald-Flysch bei der Paunzen bei Purkersdorf. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Nr. 4.

1927. G. Göttinger. Aufnahmebericht Blatt Baden—Neulengbach und Tulln. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Heft 1.

1927. K. Gripp. Über einen „geführte Mäander“ erzeugenden Bohrwurm des Ostseelitorals. *Senckenbergiana*, Bd. IX, S. 93, mit Bemerkungen von R. Richter, ebenda, S. 99.

1927. R. Richter. Die fossilen Fährten und Bauten der Würmer. *Paläontologische Zeitschrift*, Bd. IX, S. 193 u. 236.

1927. P. Rozložník. Einleitung in das Studium der Nummulinen und Assilinen. *Mitteilungen aus dem Jahrbuch der kgl. ung. Geologischen Anstalt*, Bd. XXVI, S. 1—154.

1928. F. Trauth. Geologie der Klippenregion von Ober St. Veit und des Lainzer Tiergartens. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, Bd. XXI, S. 35—132.

1928. G. Götzinger. Aufnahmebericht Blatt Baden—Neulengbach. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, Heft 1.

1928. R. Richter. Psychische Reaktionen fossiler Tiere etc. *Palaeobiologica*, Bd. I, S. 225—245.

1929. O. Abel. Aufklärung der Kriechspuren im Greifensteiner Sandstein. *Anzeiger der Akademie der Wissenschaften in Wien*, S. 240.

1929. F. E. Suess. Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft von Wien. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, Bd. 81, Heft 5, S. 177—236.

1929. G. Götzinger. Aufnahmebericht Blatt Baden—Neulengbach und Tulln. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, Heft 1.

1930. O. Abel. Die Fährten der Strandschnecke *Bullia rhodostoma* an der Küste Südafrikas und die Kriechspuren aus dem Greifensteiner Sandstein bei Kierling im Wiener Wald. *Verhandlungen der Zoologisch-botanischen Gesellschaft*, Bd. 79, Heft 2—4, S. 75—79.

1930. K. Friedl. Zur Tektonik der Flyschzone des östlichen Wiener Waldes. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft*, Bd. XXIII, S. 128—141.

1930. G. Götzinger. Aufnahmebericht der Flyschzone Blatt Baden—Neulengbach, nebst Bemerkungen Blatt Tulln, St. Pölten und Wien. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, Heft 1.

1930. F. Verwey. Einiges über die Biologie ostindischer Mangrovekrabben. *Treubia, Batavia*, vol. XII.

1931. H. Becker. Geologische Untersuchungen im Flyschgebiet östlich der Traisen auf Kartenblatt St. Pölten. *Anzeiger der Akademie der Wissenschaften in Wien*, Nr. 16 (2/7. 1931).

1931. G. Götzinger. Aufnahmebericht der Flyschzone Blatt Baden—Neulengbach, Tulln und Vergleichsstudien auf Blatt St. Pölten. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, Heft 1.

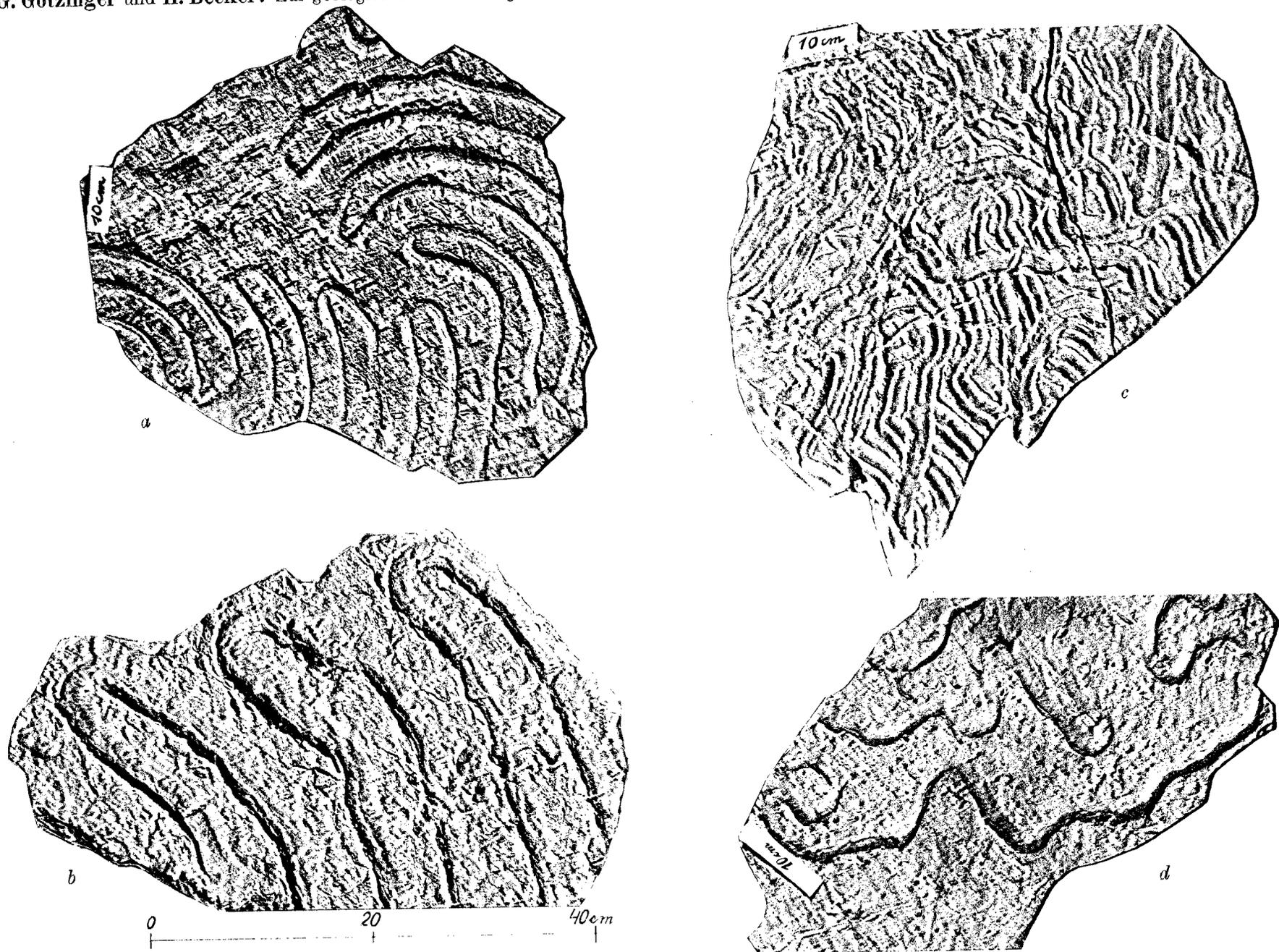
1931. P. Solomonica. Zur tektonischen Stellung der Kieselkalkzone zwischen Wien und Altenmarkt a. d. Triesting. *Anzeiger der Akademie der Wissenschaften, Wien*, Nr. 16 (2/7).

1932. G. Götzinger. Aufnahmebericht der Flyschzone Blatt Tulln, Baden—Neulengbach und Vergleichsstudien auf Blatt St. Pölten. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, Heft 1/2.

1932. G. Götzinger und H. Becker. Neue Fossilfunde aus dem Wiener Wald-Flysch. *Anzeiger der Akademie der Wissenschaften in Wien*, Nr. 10 (28/4).

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung	343
A. Zur geologisch-stratigraphischen Gliederung des Wienerwald- flysches (neue Fossilfunde)	345
Neokom	345
Nördliche Randzone	345
Hauptklippenzone	346
Oberkreide	348
Eozän	353
Greifensteiner Sandstein	355
Äußerer Greifensteiner Sandstein	356
Nummuliten	356
Inoceramenähnliche Bruchstücke	363
Faunenvergesellschaftungen	363
Hieroglyphen	364
Innerer Greifensteiner Sandstein	366
Laaber Sandstein	369
B. Paläontologische und paläobiologische Bemerkungen	371
I. Über Inoceramen (und Notizen über Koprolithen)	371
II. Kriechspuren und Fährten	376
1. <i>Palaeobullia</i> und <i>Subphyllochora</i> und andere Gastropodenfährten	377
2. Hieroglyphen (im engeren Sinne), Wurmröhren (z. T.)	384
3. Chondriten	385
4. Helminthoideen	387
5. Bauten tubicoler Anneliden	388
III. Pflanzliche Reste	390
Anhang. Über Ablagerung und Fossilisation	391
Literaturhinweise	393



a) Ausguß einer Mäanderfährte. Greifensteiner Sandstein bei Höflein an der Donau.
b) Eine ähnliche Mäanderfährte vom gleichen Fundort.
(Maßstablänge 40 cm.)

c) Fährten von *Palaeobullia n. g.* (Gastropodenfährten) aus dem Greifensteiner Sandstein der Umgebung von Gugging. (Ursprüngliche Fährte.)
d) Ausguß einer gewundenen Fährte mit Wärcchen-Hieroglyphen. Greifensteiner Sandstein aus Greifenstein.



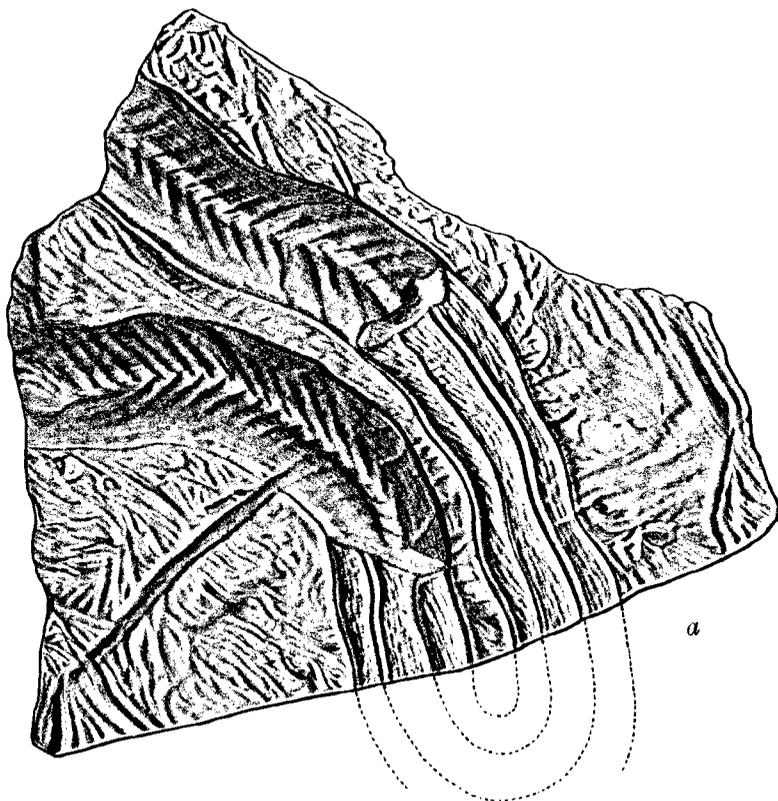
a

a) Dreigliedriger Ausguß eines Fährtentypus (*Subphyllochorda n. g.*). Greifensteiner Sandstein. Zwei Fundorte: Gugging (links) und Höflein (rechts).

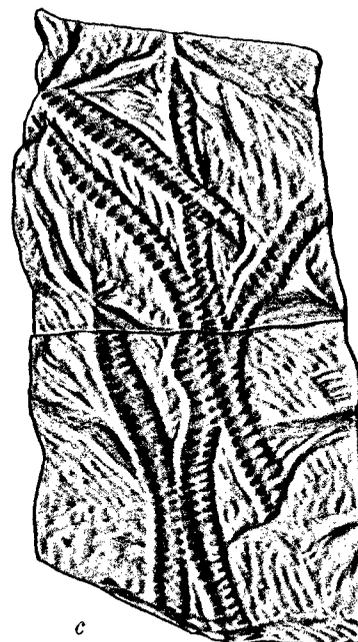


b

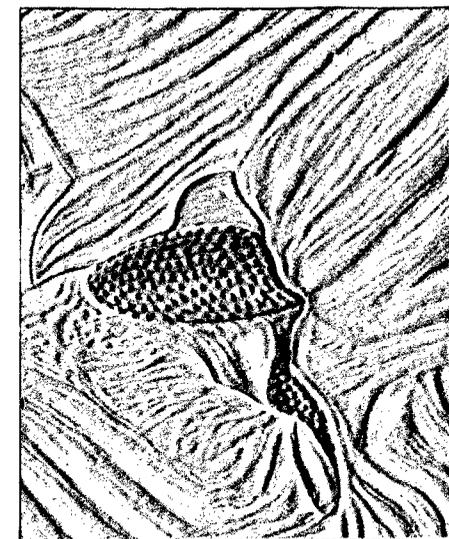
b) Typus der ursprünglichen Fährte von *Palaeobullia n. g.* Greifensteiner Sandstein, Umgebung von Gugging.



a

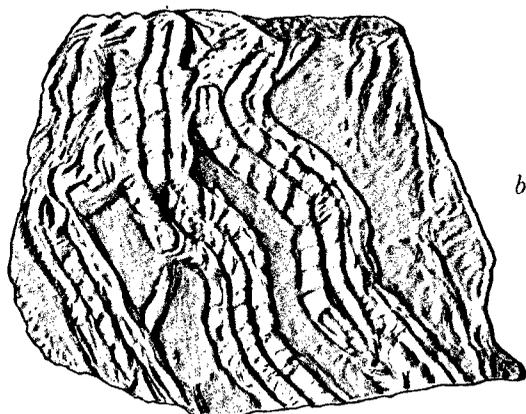


c

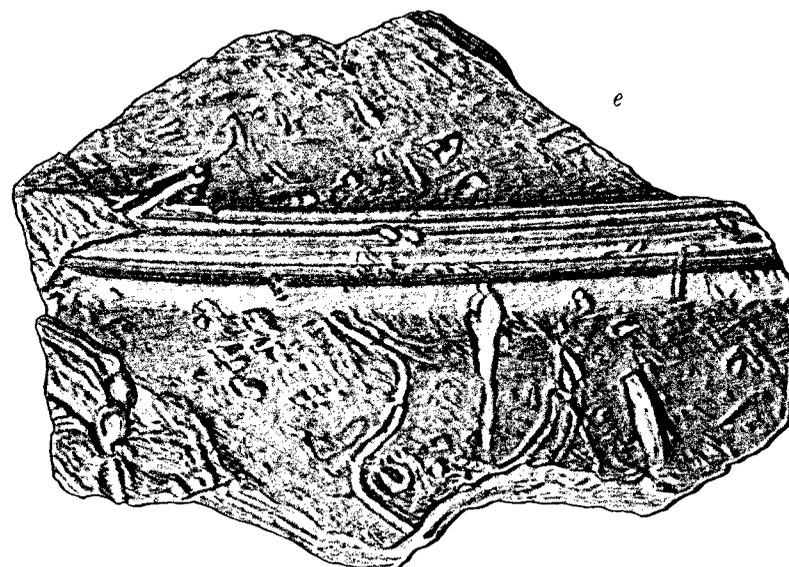


d

c) Wurmrohren im Sandstein
($\frac{1}{2}$ nat. Gr.).
Laaben bei Neulengbach.



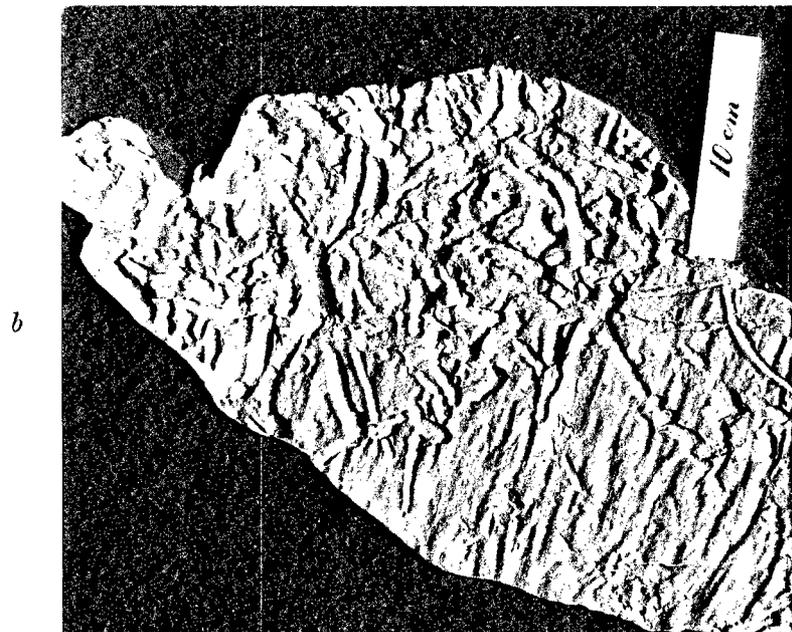
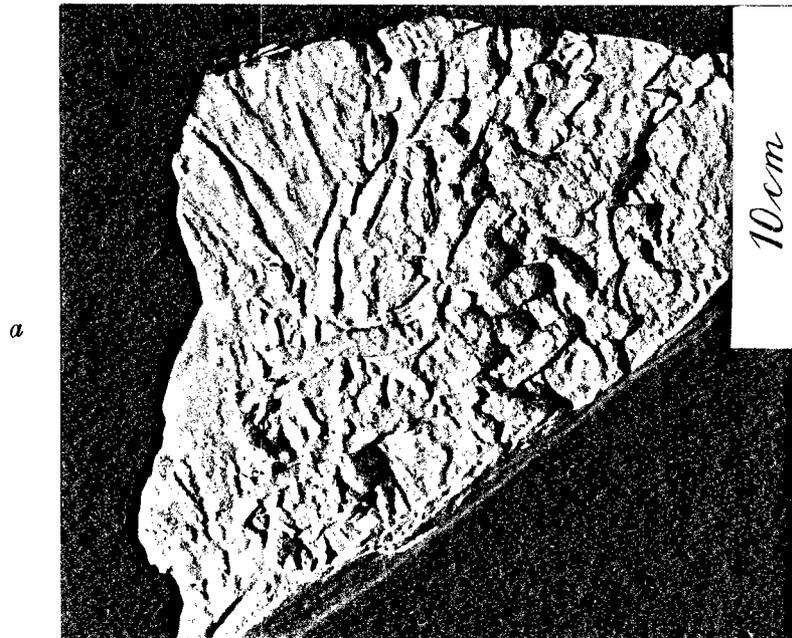
b



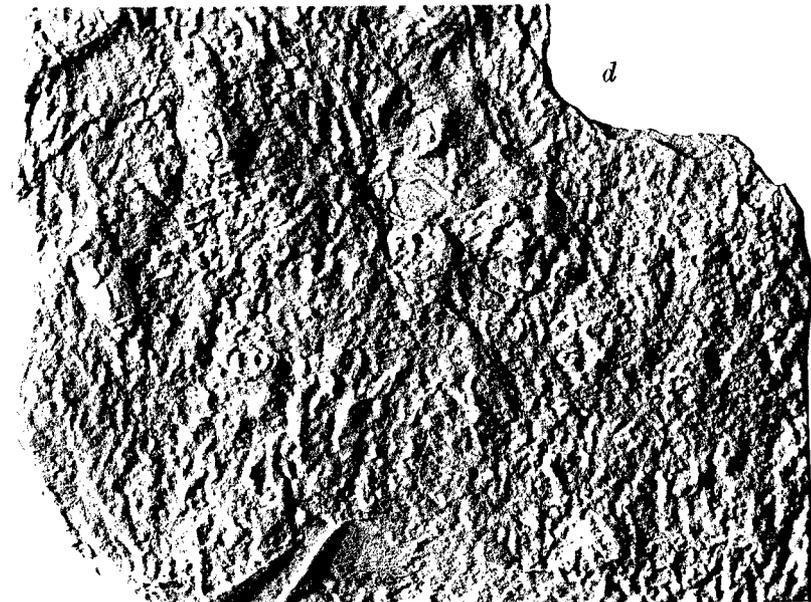
e

a) Dreigliedriger Ausguß einer Fährte (*Subphyllochorda n. g.*). Greifensteiner Sandstein, Kollektion Toula (zirka $\frac{1}{7}$ nat. Gr.).
b) Ausguß einer dreigliedrigen Fährte (*Subphyllochorda n. g.*). Greifensteiner Sandstein, Höflein an der Donau (zirka $\frac{1}{2}$ nat. Gr.).

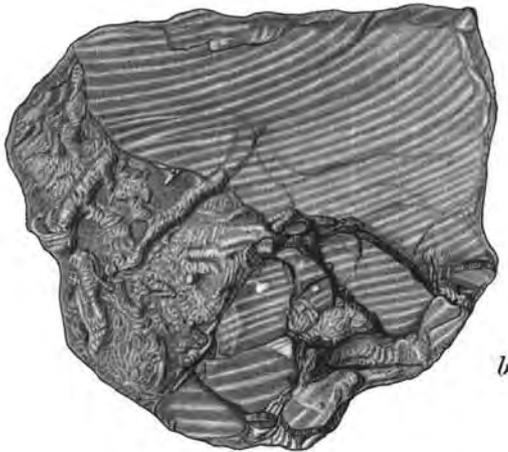
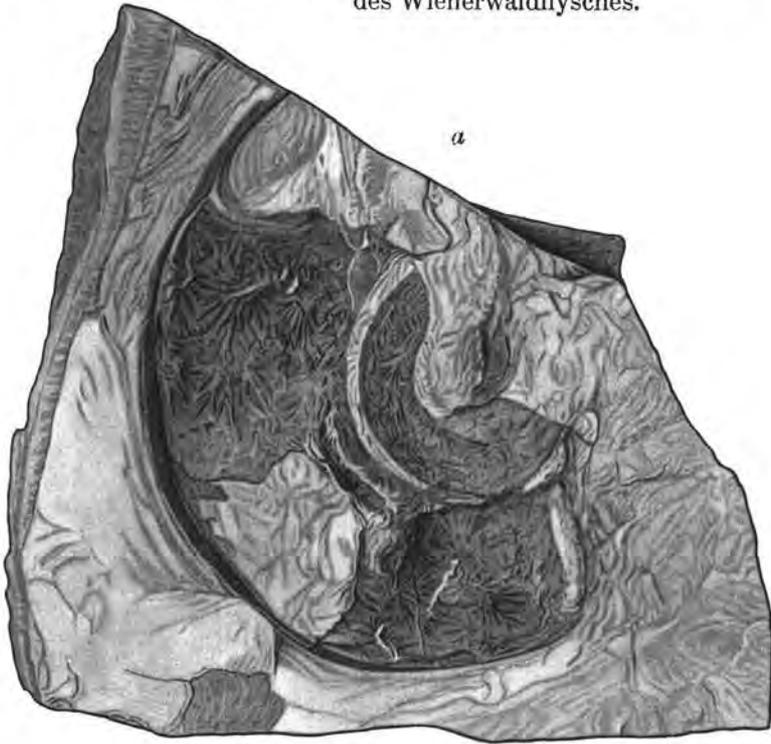
d) Gebilde, erzeugt durch einen tubicolen Anneliden ($1\frac{1}{2}$ fach vergrößert). Oberkreide, Stössingtal bei Gwörth.
e) Ausguß einer fraglichen Gastropodenfährte (neuer Typus) nebst kleineren Hieroglyphen (zirka $\frac{1}{2}$ nat. Gr.). Greifensteiner Sandstein, Höflein an der Donau.



a), b) Mit Sediment ausgefüllte Gänge von Meereswürmern.
Greifensteiner Sandstein. Höflein an der Donau.



c) Aus kleinzerknackten Inoceramenfragmenten zusammengesetzte
Krabben-Koprolithen ($\frac{1}{5}$ nat. Gr.). Oberkreide, Tullnerbach.
d) Ein anderes Stück (Koprolithen-Knödel) vom gleichen Fundort.
($\frac{3}{4}$ nat. Gr.).



- a) *Gaudryceras cf. mite* Hauer ($\frac{8}{9}$ n. G.). Oberkreide, Steinbruch bei Unter-Purkersdorf.
b) *Inoceramus* sp., Schale teilweise zerbrochen, nebst Hieroglyphen ($\frac{2}{3}$ nat. Gr.).
Oberkreide-Sandstein, Tullnerbach.

Die Quartärablagerungen des Sellrain. (Stubaiier Alpen.)

Von **Josef Ladurner**, Innsbruck.

(Mit 1 Tafel.)

Aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Innsbruck.

Vorwort.

Vorliegende glazialgeologische Bearbeitung der Sellrainer Berge entstand auf Anregung meines Lehrers Herrn Professor Dr. R. Klebelsberg. Für die weitgehende Unterstützung und Beratung bei der Ausarbeitung des Aufnahmematerials erlaube ich mir, Herrn Professor Klebelsberg auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank zu sagen.

Herrn Dr. O. Reithofer, dem früheren Assistenten am Innsbrucker Geologisch-Paläontologischen Institut, verdanke ich manchen Rat und Literaturhinweis.

Weiters ist es mir eine angenehme Pflicht, dem Deutschen und Österreichischen Alpenverein für die Unterstützung durch Gewährung einer Beihilfe zu danken. Dank schulde ich auch der Akademischen Sektion Innsbruck des Alpenvereines für Begünstigungen, die sie mir auf ihrer Neuburger Hütte gewährt hat.

Das kartierte Gebiet ist ein Teil der Stubaiier Alpen. Geologisch dargestellt wurde es auf Blatt Zirl und Nassereith (von O. Ampferer und Th. Ohnesorge) und auf Blatt Ötztal (von W. Hammer, Th. Ohnesorge und Br. Sander) der österreichischen Spezialkarte 1:75.000.

Die Namen und Höhenangaben sind der Karte 1:25.000 entnommen.

Infolge der hohen Druckkosten mußte die Arbeit, vor allem die Beschreibung der einzelnen Moränenvorkommnisse, sehr stark gekürzt und auf diesen Umfang reduziert werden. Die Originalarbeit erliegt im Manuskript im Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Innsbruck.

Morphologie des Grundgebirges.

Auf die Formbildung der Kämme und Hänge hat vor allem die Gesteinsart Einfluß genommen. Im Gebiete der Glimmerschiefer (Biotit-plagioklasgneise) herrschen infolge der leichteren Verwitterung vergleichsweise sanftere Hänge. Die leichtere Verwitterbarkeit und größere Fruchtbarkeit bringt dichtere und höher hinauf reichende Ausbreitung der Vegetation mit sich.

Im Gebiete der Hornblendegesteine und Granitgneise hingegen herrschen scharfzackige Grate und steile Wandfluchten. Treten sie als Einschaltungen in leichter verwitterbaren Gesteinen auf, so heben sie sich durch ihre Formung (z. B. scharfe Grate und steile Wände in den Schloß Köpfen in den Vorderen Kühtaiern Bergen) von diesen deutlich ab.

Von den entwicklungsgeschichtlichen Formsystemen heben sich im Landschaftsbild besonders auffällig die mitteltertiären Flächenreste im Hintergrund der Täler ab. Sie stellen flache, nur wenig talaus sich absenkende, mehr oder weniger breite Flächen dar, die von den Gipfeln nur mehr um wenige 100 *m* überragt werden. Vorne fallen diese obersten Verflachungen steil gegen die jüngeren Talböden ab.

In heute vergletscherten Gebieten tragen diese sanft geneigten Flächen die Firnfelder, z. B. die des Längentaler und Liesenser Ferners. Sie ziehen sich bis gegen 3000 *m* hinauf. Die höchsten Gipfel der Umrahmung (Brunnen Kogel 3326 *m*, Ferner Kogel 3300 *m*) ragen nur noch etwa 300—400 *m* über sie auf. Ebenso liegen die kleinen Ferner im Kraspes und Gleiersch Tal auf solchen Zonen oberster Verflachung; nur treten diese hier nicht so deutlich in Erscheinung wie z. B. beim Liesenser Ferner.

In gletscherfreien Gebieten bilden diese alten Flächen die sanft ansteigenden Böden der höchst gelegenen Kare.

Diese Flächenreste, die im Hintergrund der Täler bis gegen 3000 *m* reichen, sinken gegen das Inntal zu allmählich ab. Ihre äußersten Ausläufer dürften wohl die großen flachen Rücken von Salfeins (2001 *m*), am Birgitz (1850 *m*) und Rangger Köpfl (1936 *m*) darstellen. Das Absteigen dieser alten Flächen läßt sich auch gut in der Höhenlage der Kare verfolgen, die ebenfalls vom Talhintergrund gegen die Mündung des Tales immer tiefer rücken.

Diese Altflächen erlangten in der Eiszeit, als sie über die Schneegrenze zu liegen kamen, besondere Bedeutung als Firnspeicher.

Einer zweiten, tieferen Verebnungszone, die aber weniger in Erscheinung tritt, gehört wohl die Verflachung beim Adelschhof (1316 *m*) am Ausgang des Lizumer Tales an.

Einer noch jüngeren Etappe entsprechen die Verflachungen im Bereich der Höfe Gözner Berg (1062 *m*) und Beiler Hof (beide am Ausgang des Gözner Grabens).

Eine jüngste, große Verflachung ist im Inntal selbst feststellbar. Sie bildet die große Felsterrasse, die in einer Meereshöhe von ungefähr 800—900 *m* dem Inntal entlang zieht.

Diese drei jüngeren Verflachungen sind infolge ihrer tiefen Lage als Firnspeicher für die eiszeitliche Vergletscherung nicht in Betracht zu ziehen, da sie auch bei einer Senkung der Schneegrenze um 1200 *m* unter der heutigen nicht über diese zu liegen kommen.

Die Karschlüsse steigen mit dem Flächensystem, dem sie angehören, talein weiter an. So liegen die Kare am Ausgang der Täler bei ungefähr 2000 *m* (Kar östlich des Roß Kogels, nördlich des Hocheders und Grieb Kogels, südlich des Freihuts und bei der Juifen Alm im Liesenser Tal) und steigen taleinwärts bis gegen 2500 *m* an (Horntal und Schwarzer Grube im Liesenser Tal).

Auf die Form der Kare hat selektive Erosion großen Einfluß. Im Gebiete der Hornblendegesteine und Granitgneise (Alpeiner Berge, Inzinger und Flaurlinger Tal) treten Kare mit mehr oder weniger flachem Karboden, steiler Karwand und fast immer mit deutlich ausgeprägter Karschwelle auf. Im Bereiche der Glimmerschiefer (Fotscher Tal, Senders Tal) hingegen fehlt den Karen die Karschwelle und sie gehen in allmählicher Absenkung in das Vorgebäude über.

Zu den Erosionsformen, die die Gletscher selbst geprägt haben, ist als Erscheinung der oberen Gletschergrenze die Schlifffgrenze zu erwähnen, die den geschliffenen Teil von dem nicht geschliffenen Teil trennt. Eine recht schön ausgebildete solche Grenze ist an den Seitenhängen im Vorfeld des Liesenser Ferners gegeben. Der vom Gletscher geschliffene Teil hebt sich deutlich von den darüber folgenden nicht geschliffenen Partien ab. Auch in einigen anderen Fällen, so im hintersten Gleiersch Tal, im Vorfeld des Zischken Ferners sind schöne Anzeichen einer Schlifffgrenze.

Schliffkehlen, die mehr oder weniger ausgeprägte Einkerbungen darstellen, sind an den Seitenhängen des Liesenser Ferners, beim Gleiersch und Zischken Ferner gegeben. Aber nicht nur in den heute vergletscherten Karen, sondern auch in heute unvergletscherten Karen sind ihre Spuren feststellbar, so im Fotscher Tal, in den Vorderen Kühltaier Bergen, in den Karen des hinteren Flaurlinger und Inzinger Tales.

Abhängig ist die Ausbildung der Schlifffgrenze von der Gesteinsart. In harten, weniger leicht verwitterbaren Gesteinen (Hornblendegestein, Granitgneise) tritt sie deutlich hervor (Ferner Kogel), während in weicheren Gesteinen (Glimmerschiefer) die Schlifffkehle der Verwitterung anheimgefallen ist.

Neben diesen weithin sichtbaren Zeichen der Gletschereinwirkung sind noch die Gletscherschliffe am Boden der Kare und Täler zu erwähnen. Besonders schöne solche Gletscherschliffe treten im Vorfeld des Liesenser und Fotscher Ferners auf, wo sie in großer Ausdehnung erhalten sind. Aber auch in den heute unvergletscherten Karen sind oft schöne Rundbuckel, meist mit mehr oder weniger deutlichen Schrammen, gegeben. Solche gletschergeschliffene Felspartien, meistens sind es Felsriegel, die die Kare und Täler queren, sind bei den Finstertaler Seen (der untere See wird durch einen solchen Riegel aufgestaut), in den Karen des Kraspes und Gleiersch Tales und dann im Inzinger und Flaurlinger Tal gegeben. Ein schöner Gletscherschliff, der teilweise durch Moränenschutt verdeckt ist, und in dem die Bäche tiefe Rinnen gegraben haben, findet sich im Kar nördlich des Grieb Kogels bei der Peter Anich Hütte. Gletscherschliffe am Boden der Täler liegen im Liesenser Tal unterhalb des Knieißbauern (nördlich von Praxmar) und am Ausgang des Inzinger Tales etwas nördlich der Häuser des Weilers Eben. Letzterer liegt in einer Höhe von 1000 m und zeigt nordöstlich verlaufende Schrammen. Während in den Karen und Talhintergründen die Gletscherschliffe ziemlich häufig sind, treten sie weiter talaus nicht mehr in Erscheinung, da sie meist durch Schutt oder durch Vegetation verhüllt sind. Vielfach sind sie auch, besonders in weicheren Gesteinen, der Verwitterung anheimgefallen.

Die Mehrzahl der Täler zeigen im Querschnitt mehr oder weniger ausgeprägte Trogform. Eine Ausnahme machen nur das Senders, Lizumer,

Inzinger und Flauringer Tal. Sehr schön tritt die Trogform im Liesenser Tale auf, wo im Hintergrund ein felsiger Trog vorliegt, der nur stellenweise durch geringmächtige Moränenschuttmassen oder seitliche Schutthalden überdeckt ist. Weiter talaus wird die felsige Talsohle durch starke Gehängeschuttbildung verhüllt. Dieselbe Erscheinung ist auch im Kraspes und Gleiersch Tal zu beobachten. Ähnliches gilt auch für das Fotscher Tal, wo im Hintergrunde ebenfalls ein Felstrog gegeben ist, während talaus dieser durch Gehängeschuttmassen verdeckt wird.

Im Längsprofil zeigen die meisten Täler des Gebietes einen mehr oder weniger deutlichen Stufenbau. So wird das Kraspes, Gleiersch, Liesenser, Fotscher und auch das Stamser Tal durch Felsriegel, deren Oberseite meist von Gletscher geschliffen ist und die der Bach zerschnitten hat, in einzelne Becken geteilt. Im Senders und Flauringer Tal fehlt ein solcher Stufenbau.

In einzelnen Tälern (Gleiersch, Liesenser, Fotscher Tal und zum Teil auch im Sellrainer Obertal und Haupttal) brechen die seitlichen Kare und Nebentäler mit Wandstufen oft 200—300 m tief gegen die Sohle des Haupttales ab. Die Bäche überwinden diese mit kleinen Wasserfällen. Diese tief eingeschnittenen Flußtäler sind durch die eiszeitliche Vergletscherung zu Trogtälern ausgeweitet worden. Wie weit auch eine glaziale Übertiefung beteiligt ist, ist nicht nachweisbar. Der Boden dieser Kare setzt sich manchmal entlang dem Hang als eine Terrasse, den randlichen Resten des alten Talbodens, fort.

Mit glazialer Erosion zusammenhängende Seen des Gebietes sind: Die beiden Finstertaler Seen (südlich von Kühtai). Sie liegen in einer großen, gemeinsamen, vom Gletscher ausgeschliffenen Felswanne, die vorne durch einen Felsriegel mit rundgeschliffener Oberseite abgeschlossen wird. Die Trennung der beiden Seen ist durch Moränenschutt eines Seitengletschers bewirkt worden (siehe Seite 401). Der Taxer See (in den Vorderen Kühtaiern Bergen, in dem von SSE zur Flauringer Alm absteigenden Nebental des Flauringer Tales); er liegt in einer vom Gletscher ausgeschliffenen Wanne, die vorne außerdem noch durch einen Moränenbogen abgeschlossen ist. Der See im „Seeloch“ (Inzinger Tal); er liegt in einer wannenförmigen Einmuldung und wird vorne durch einen gletschergeschliffenen Felsriegel begrenzt.

Zu erwähnen sind noch einige erloschene Seen, so jene bei der Liesenser Alm und bei der See Alm, die beide durch den eigenen Bach und von seitlichen Schuttkegeln zugeschüttet worden sind. Außerdem sind in einigen Karen, so nördlich von Kühtai, im Gleiersch Tal bei der Neuen Pforzheimer Hütte und im Fotscher Tal bei der Almind Alm mehrere kleine Wasseransammlungen (Seeaugen) verlandet.

Die quartären Ablagerungen.

I. Moränen.

Sellrainer Obertal.

Im Sellrainer Obertal (Kühtaiern Sattel — Haggen) erlangt Moränenschutt große Entfaltung. Hauptverbreitungsgebiet sind die Kare, während im Talgrund glaziale Aufschüttungen fast fehlen.

Südlich von Kühtai liegen im großen Kar zwischen Kraspes Spitze (2955 *m*) und Großem Zwölfer Kogel (2993 *m*) drei kleine Gletscher mit mehr oder weniger deutlichen Stirnbögen des 1850er Stadiums in ihrem Vorgelände.

Nördlich davon am Ende des Oberen Finstertaler Sees liegt welliger Moränenschutt ohne eindeutige morphologische Ausprägung.

Östlich der Finstertaler Seen, im Kar zwischen Neuner Kogel (2806 *m*) und P. 2640 liegen bei 2430, 2400 und 2360 *m* schöne Stirnwälle.

Die beiden Finstertaler Seen, die in einer großen, gemeinsamen, vom Gletscher ausgeschliffenen Felswanne liegen, werden durch Moränenschutt, der aus diesem Kar herabzieht, voneinander getrennt.

Im Kar unterhalb des Großen Zwölfer Kogels (2993 *m*) liegt Moränenschutt mit undeutlichen Wallformen.

Bei den günstigen Formverhältnissen in den Karen und bei der bedeutenden Höhe der umrahmenden Berge ist zur Erklärung dieser Moränenbildungen schon mit einer Senkung der Schneegrenze in Daun Ausmaß das Auslangen zu finden.

Nördlich der Finstertaler Seen liegt am Weg gegen Kühtai Moränenschutt mit einem Stirnbogen bei 2160 *m*. Ein weiteres Moränenvorkommen folgt am Hang südlich über Kühtai. Zwei Stirnbögen liegen bei 1980 und 1960 *m*.

Für diese Wälle ergibt trotz schattiger Lage erst eine Senkung der Schneegrenze in etwa Gschnitz I Ausmaß ausreichende Flächen für Gletscherbildung (Gschnitz I und Gschnitz II siehe Seite 402 und Seite 418).

Im großen Kar zwischen Neuner Kogel und Geiß Kogel (2823 *m*) heben sich bei 2370, 2360 und 2320 *m* mehrere schöne Moränenbögen aus dem grobblockigen Moränenschutt ab. Nächsttiefere Wälle folgen bei 2290, 2260 und 2255 *m*. Die beiden Plenderle Seen werden durch Moränenbögen aufgestaut.

Ein weiteres Moränenvorkommen liegt im Kar nördlich des W Grates des Geiß Kogels. Der Moränenschutt zieht mit mehrere schönen Bögen bei 2345 und 2320 *m* bis knapp über die Sohle des Sellrainer Obertales hinab. Ein tiefster Wall liegt bei 2168 *m*, der an seiner Innenseite den dritten Plenderle See aufstaut.

Bei den verhältnismäßig günstigen Hangformen in den Karen und bei der schattigen Lage ist zur Erklärung dieser Moränenbildungen eine Senkung der Schneegrenze um 300—350 *m* (also Daun) anzunehmen. Für den Wall bei 2168 *m* ist Gschnitz I Alter wahrscheinlich.

Weitere Vorkommen von Moränenschutt liegen in der Hinteren und Vorderen Hirsch Eben und im Kar nordöstlich des Röth Joches. Für diese Wälle (zwischen 2180 und 2020 *m*) kommen trotz schattiger Lage der Hänge bei einer Senkung der Schneegrenze um nur 300 *m* unzureichende Hangpartien über die Schneegrenze zu liegen. Erst eine Senkung um weitere 300 *m* (also Gschnitz I) ergibt ausreichende Flächen für Gletscherbildungen.

In der großen Karmulde „Im Schwarz Moos“ (N Seite des Sellrainer Obertales) liegt eine schöne und unversehrte Moränenlandschaft,

die sich von 2500 *m* bis an die Sohle des Sellrainer Obertales hinabzieht. Aus ihr heben sich zahlreiche sehr schöne Wälle hervor; oberste liegen bei 2500 und 2460 *m*, die tiefsten bei 2325 und 2290 *m*.

Bei der sonnigen Lage des Hanges und bei den morphologisch ungünstigen Hangformen (Steilhänge und Wandstufen) ergibt erst eine Senkung der Schneegrenze um 400 bis 500 *m* ausreichende Flächen für Firnansammlung. Da diese Gruppe von Wällen sich näher dem Gschnitz als dem Daun Stadium anschließt, sich aber in jenes nicht einordnen läßt, möchte ich im Einvernehmen mit meinem Freunde Werner Heißel dafür den Namen Gschnitz II in Anwendung bringen (Senkungsbetrag 400 bis 500 *m*). Für das eigentliche Gschnitz Stadium möchte ich im folgenden den Namen Gschnitz I verwenden.

Weitere Moränenvorkommnisse folgen in der großen Karmulde zwischen Mug Kogel (2697 *m*), Kreuz Jöchel (2565 *m*) und Grieß Kogel (2887 *m*).

Unterhalb des Kreuz Jöchls bildet der Moränenschutt einen flachwelligen Boden, aus dem sich bei 2318 *m* ein flachkuppiger Stirnwall abhebt. Bei der Zirnbacher Schäfer Hütte vereinigt sich dieser Moränenschutt mit solchem aus dem Kar südwestlich des Grieß Kogels. Die Zirnbacher Schäfer Hütte steht auf der flach aufgeschütteten Innenseite eines undeutlichen Stirnbogens. Aus der Karmulde unter P. 2616 zieht ebenfalls Moränenschutt mit einem deutlichen Wall bei 2450 *m* gegen die Hütte.

Bei den für Gletscherbildungen wenig günstigen Formverhältnissen der Karmulde ist mit einer Senkung der Schneegrenze in Daun Ausmaß noch nicht das Auslangen zu finden. Erst eine Senkung um weitere 100 bis 150 *m* (also Gschnitz II) ergibt ausgiebige Flächen für Firnansammlung.

Sellrainer Haupttal.

Im Sellrainer Haupttal (Haggen—Kematen) liegt morphologisch ausgeprägter Moränenschutt fast nur in den seitlichen Karen und Mulden. Im Talgrund erlangt er geringere Bedeutung.

An der Nordseite des Sellrainer Haupttales liegt am Haggener Sonnberg Moränenschutt mit mehreren schönen Stirnbögen bei 2340, 2320 und 2280 *m*. Bei der äußerst sonnigen Lage des Hanges und bei den für Firnansammlung wenig geeigneten Hangformen ergibt erst eine Senkung der Schneegrenze um 500 *m* (also Gschnitz II) günstige Flächen für Gletscherbildung.

Weiter talaus liegt Moränenschutt in der Roßgrube, am Paidler Sonnberg und dann unterhalb (S) des Roß Kogels mit einzelnen mehr oder weniger schönen Stirnbögen. Bei der morphologisch geringen Eignung der Hänge für Firnspeicherung und bei der südseitigen Lage kommen erst bei einer Senkung der Schneegrenze um mindestens 500 bis 600 *m* für Gletscherbildung brauchbare Flächen über die Schneegrenze zu liegen.

Weiter talaus innerhalb des Kögerls (2197 *m*) zieht Moränenschutt aus einer Mulde bis knapp über die Sohle des Sellrainer Tales hinab. Wallformen fehlen hier.

Nördlich des Windecks (Südseite des Sellrainer Haupttales) liegt grobes Schuttwerk mit Wällen bei 2080 und 2060 *m*. Für diese ist infolge der ungünstigen Hangformen Gschnitz II Alter wahrscheinlich.

Im Talboden des Sellrainer Haupttales erlangt Moränenschutt zwischen Haggen und St. Sigmund schöne Entfaltung. Aus dem welligen, vom Zirnbach tief zerschnittenen Boden hebt sich bei St. Sigmund (1516 *m*) ein undeutlicher Moränenwall ab. Die Kirche steht auf ihm. Der Moränenschutt stammt von einem Gletscher aus dem Kraspes Tal.

Bei der Größe des Einzugsgebiets und dessen schattiger Lage ergibt schon eine Senkung in Gschnitz I Ausmaß genügend große und ergiebige Flächen für Firnansammlung.

Weiter talaus liegt am Hang nördlich von Gries im Sellrain moränenverdächtiger Schutt, der eine dem Hang entlangziehende Leiste bildet und die den Rest eines linken Uferwalles darstellen dürfte. Ein dazugehöriger Stirnbogen fehlt.

Kraspes Tal.

Das Kraspes Tal ist heute zwar hochgeschlossen, zeigt aber wenig Kare mit Flächenbildung und war anscheinend für Firnansammlung wenig geeignet. Nur im Talhintergrund und an der Westseite zwischen Schölller Kogel (2899 *m*) und Neuner Kogel (2806 *m*) liegen zwei Kare.

Im Hintergrund liegt in einem großen Kar der Kraspes Ferner mit einem breit ausladenden Wall des 1850er Stadiums in seinem Vorgelände. Die heutige Schneegrenze ist bei 2820 *m*.

Im Kar zwischen Schölller Kogel und Neuner Kogel (Stein Tal) zieht Moränenschutt mit mehreren Wällen bei 2320, 2250 und 2150 *m* bis an die Sohle des Kraspes Tales hinab. Bei der günstigen Karform und der schattigen Lage ergibt schon eine Senkung der Schneegrenze in Daun Ausmaß geeignete und ergiebige Flächen für Firnansammlung.

Im Talboden des Kraspes Tales liegt Moränenschutt nur an der Öffnung des Tales gegen das Sellrainer Obertal. Hier bildet er einen vom Zirnbach zerschnittenen linken Uferwall. Dieser Uferwall ist wohl der Rest eines Gschnitz I Gletschers, der aus dem Kraspes Tal bis St. Sigmund reichte, wo der Moränenschutt stirn förmig abschließt (siehe Seite 403 oben).

Gleiersch Tal.

Im Bereiche des Gleiersch Tales haben Moränenablagerungen mit teilweise sehr schönen Wällen besonders in den Karen und Mulden der beiderseitigen Talhänge große Verbreitung. Im Talhintergrund fehlen Glazialablagerungen fast ganz.

Im Hintergrund des Gleiersch Tales liegt der Gleierscher Ferner. Seine Schneegrenze ist bei etwa 2820 *m*. In seinem Vordergrund liegen neben dem 50er Stadium noch mehrere frührezente Wälle.

In den Karen östlich des Kammstückes P. 3184—Hoher Gries Kogel (3170 *m*) und Hoher Gries Kogel—Zwieselbacher Gries

Kogel (3060 *m*) liegen heute noch kleine, weit hinauf ausapernde Gletscher mit schönen frührezenten Moränenwällen in ihrem Vorgelände.

Im Talboden selbst liegen bei 2290 *m* zwei kleine Stirnwälle eines Daun Stadiums, die ihrer Lage nach von einem Gletscher aus dem Kar zwischen Hohem Grieß Kogel und Zwieselbacher Grieß Kogel stammen.

Nordöstlich des Metzgersteins zieht Moränenschutt mit zwei Stirnbögen bei 2450 und 2410 *m* gegen die Neue Pforzheimer Hütte, wo er sich mit Schutt vom Gleiersch Joch her vereinigt und nun als gemeinsame Moränendecke his an den Gleiersch Bach hinabzieht, wo sich bei 2140 und 2120 *m* aus ihr zwei undeutliche Stirnbögen abheben.

Nördlich der Neuen Pforzheimer Hütte zieht aus dem Roten Gruben Kar (zwischen P. 2960 und Horn Kogel) Moränenschutt in breiter Ausdehnung zum Gleiersch Bach hinab. Oberste Wälle liegen bei 2650 und 2550 *m*, der tiefste bei 2340 *m*.

Nordnordöstlich der Hütte bei P. 2247 (am Westhang des Gleiersch Tales) liegt ein undeutlicher Stirnwall.

Bei den sonnigen und für Firnansammlung wenig geeigneten Hängen ergibt erst eine Senkung in Gschnitz II Ausmaß (400—500 *m*) ausreichende Flächen für Gletscherbildung. Für die beiden Wälle im Talboden (2140 und 2120 *m*) ist wohl mit einer Senkung in Gschnitz I Ausmaß zu rechnen.

Weiter talaus im Kar unterhalb Hornkogel—P. 2878 liegt Moränenschutt mit Wällen bei 2690, 2560 und 2480 *m*, für die bei der geringen Kargröße und der ausgesprochen sonnigen Lage der Hänge eine Senkung der Schneegrenze um etwa 300—400 *m* anzunehmen ist.

Im nördlich benachbarten Kar in der Äußeren Grube liegen schöne Daun Moränenwälle bei 2680 und 2520 *m*.

Weiter talaus, gegenüber der Äußeren Hütte, liegt Moränenschutt mit zwei Bögen bei 1890 *m*. Für diese Wälle ist Gschnitz I Alter wahrscheinlich.

An der Ostseite des Gleiersch Tales sind infolge der ungeeigneten Hangformen Moränenaufschüttungen weit weniger verbreitet als an der Westseite.

Am Fuß der Hohen Grubenwand liegt in einem ganz nordseitigen Kar der Zischken Ferner. In seinem Vorgelände sind schöne frührezente Stirnwälle erhalten. Weiter talaus am selben Hang liegen im Kar nördlich des Zischkeles und P. 2783 (in den Sattel Schrofen) zwei kleine Firnfelder mit mehreren schönen Stirnwällen in ihrem Vorgelände. Sie können durch eine Senkung der Schneegrenze von etwa 200 *m* gegenüber der heutigen erklärt werden.

Ein weiteres Vorkommen glazialen Schuttes ist in der Karmulde südwestlich des Lambsen (2873 *m*). Aus dem welligen Schuttboden heben sich bei 2500 und 2475 *m* schöne Stirnbögen ab. Bei der schattigen Lage der kleinen Karmulde und den günstigen Hangformen kommen schon mit einer Senkung der Schneegrenze in Daun Ausmaß geeignete und ergiebige Flächen für Firnansammlung über die Schneegrenze zu liegen.

Liesenser (Melach) Tal.

Im Hintertal des Fernau Tales liegt in einem nordseitigen Kar der Längentaler Ferner. In seinem Vorgelände sind sehr schöne rezente und frührezente Moränenwälle erhalten, die Kinzl (11) ausführlich beschrieben hat. An der Westseite des Talhintergrundes liegen nördlich und östlich des Hohen Sebles Kogels (3238 *m*) drei kleine Gletscher mit Moränenwällen aus den fünfziger Jahren des vorigen Jahrhunderts und ältere frührezente Wälle. Ähnliche Verhältnisse sind auch im Vorgelände des Winnebach Ferners gegeben.

Weiter talaus an der NW Seite des Fernau Tales ist in der Schwärzer Grube (südlich der Schöntaler Spitze) eine schöne Moränenlandschaft mit deutlichen Wällen bei 2640, 2540 und 2440 *m*. Bei der ausgesprochen sonnigen Lage der Schwärzer Grube und bei der geringen Größe des Karraumes stellen die Moränen wohl Abstufungen eines Daun Stadiums dar.

Im Fernau Tal liegt bei der Längentaler Alm eine schöne Moränenlandschaft. Nördlich der Almhütte zieht ein linker und rechter Ufermoränenwall gegen das Liesenser Tal, wo bei 1740 *m* ein ganz verwaschener Stirnbogen liegt. Bei den besonders günstigen Hangformen in den Karen des Fernau Tales stellen diese Moränen wohl noch Ablagerungen eines Daun Gletschers dar.

Im Hintergrund des Liesenser Tales liegt der Liesenser Ferner. Die heutige Schneegrenze liegt bei 2850 *m*. Infolge der ungünstigen Hangformen in seinem Vorfeld (Wandstufen) fehlen rezente und frührezente Moränenwälle fast ganz.

Im Haupttal liegen bei der Liesenser Alm zwei schöne Stirnbögen, die sich talein in Uferwälle fortsetzen. Bei der Größe des Einzugsgebietes (Liesenser und Fernau Tal) und den äußerst günstigen Verhältnissen (heute endigen die Gletscher bei 2550 und 2520 *m*) ist Daun Alter für die Moränen wahrscheinlich.

Im Kar nordöstlich der Schöntaler Spitze (3132 *m*) liegt eine schöne unversehrte Moränenaufschüttung. Aus den Schuttmassen heben sich bei 2670 und 2630 *m* schöne Stirnbögen ab. Bei 1950 *m* liegt ein unterster Wall. Von der Längentaler Alm zieht der Moränenschutt ohne morphologische Ausprägung hangabwärts bis gegen Liesens. Bei der geringen Größe des Karraumes und der verhältnismäßig sonnigen Lage muß zur Erklärung der Moränenwälle bei 2670 und 2630 *m* eine Senkung der Schneegrenze um etwa 300 *m* (Daun) angenommen werden. Zur Erklärung der Moränenaufschüttung bei der Schöntaler Alm (Wall nur bei 1950 *m*) bedarf es noch einer Senkung um weitere 300 *m* (also Gschnitz I).

Im nördlich benachbarten Kar unterhalb Zischkeles (3007 *m*)—Kreuz Schröfen (2380 *m*) findet sich Moränenschutt in großer Verbreitung. Er beginnt in einer Höhe von 2200 *m* und zieht entlang dem Schafalpen Bach gegen Praxmar, das selbst auf dieser Moränenaufschüttung liegt. Oberste Wälle liegen bei 2070, 2030 und 1980 *m*, der tiefste nördlich von Praxmar bei 1720 *m*. Bei der Größe des Einzugsgebietes und bei den morphologisch geeigneten Hangformen ist zur

Erklärung dieser Wälle mit einer Senkung der Schneegrenze in Gschnitz I Ausmaß das Auslangen zu finden.

In der großen Karmulde unterhalb des Kammstückes Sattel Schrofen (2897 *m*)—Hohe Wand (2841 *m*) sind Moränen in schöner Ausbildung erhalten. Bei 2550, 2470 und 2350 *m* heben sich schöne Wälle aus dem groben Blockwerk ab. Östlich der Lambsen Spitze (2873 *m*) liegt eine weitere Moränenaufschüttung mit Wällen zwischen 2590 und 2420 *m*. Da mit einer Senkung der Schneegrenze um 300 *m* morphologisch günstige Hangteile über die Schneegrenze zu liegen kommen und die Größe der Kare ausreichend ist, ist für alle diese Wälle Daun Alter wahrscheinlich.

Weiter hangauswärts, südöstlich des Grieb Kogel (2700 *m*) liegt eine schöne Moränenlandschaft. Für die Wälle bei 2060 und 2040 *m* muß infolge der sonstigen Lage eine Senkung der Schneegrenze um etwa 500—600 *m* angenommen werden.

In der Karmulde zwischen Grieb Kogel (2700 *m*) und Freihut (2616 *m*) liegt Moränenschutt, der sich bis gegen 2000 *m* hinabzieht. Oberste Wälle sind bei 2180 und 2140 *m*. Bei 2000 *m* schließt ein großer Moränenwall diese Aufschüttung ab. Da mit einer Senkung der Schneegrenze um nur 300 *m* erst morphologisch unzulängliche Hangpartien über die Schneegrenze zu liegen kommen, stellen alle diese Moränenablagerungen Abstufungen eines Gschnitz I Stadiums dar.

Ähnliche Verhältnisse wie an der W Seite sind auch an der E Seite des Liesenser Tales gegeben.

Im Großen Horn Tal liegen im Kar nordwestlich der Schafgrübler Spitze (2920 *m*) schöne Moränenablagerungen mit mehreren Moränenbögen, die ihrer Höhenlage nach schon mit einer Senkung der Schneegrenze um 100—150 *m* gegenüber der heutigen erklärt werden können.

Im äußeren Teil des Großen Horn Tales liegen mächtige Moränenaufschüttungen mit deutlichen Stirnwällen bei 2210—2050 *m*. Bei der schattigen Lage des Großen Horn Tales ergeben sich schon bei einer Senkung der Schneegrenze in Daun Ausmaß günstige und ergiebige Flächen für Gletscherbildungen.

Am selben Hang weiter talaus sind nordwestlich des Hochgraff Joches (2772 *m*) Moränenablagerungen. Etwas weiter nördlich davon, im Schönliesens Tal, zieht eine schmale Moränenzunge gegen die Schönliesens Alm. Bei 2150 *m* schließt ein Wall die Moränenzunge ab. Bei der bedeutenden Höhe der umrahmenden Berge und der für Gletscherbildung günstigen Karform genügt zur Erklärung dieser Wälle schon eine Senkung der Schneegrenze in Daun Ausmaß.

Im Zusammenhang damit stehen kleinere Moränenvorkommnisse weiter nördlich unter P. 2758—Gallwieser Mittergrat (2843 *m*)—Roter Kogel (2836 *m*), die alle schon mit einer Senkung der Schneegrenze in Daun Ausmaß erklärt werden können.

An demselben Hang treten bei der Gallwieser Alm (2100 *m*) und bei der Afling Alm (1740 *m*) weitere Moränenablagerungen mit mehr oder weniger deutlichen Wällen bei 2270 und 1900 *m* in Erscheinung. Sonnige Lage und für Firnansammlung wenig geeignete Hangformen machen für den Moränenschutt Gschnitz I Alter wahrscheinlich.

Weiter talaus bei der Juifen Alm (2015 *m*) ist in einer großen Karmulde unterhalb (W) der Hühner Wand Moränenschutt in großer Verbreitung gegeben. Er zieht bis gegen 1700 *m* ins Haupttal hinab. In den höheren Abteilungen dieser Ablagerungen fehlen charakteristische Wallformen. Erst zwischen 2060 und 1860 *m* treten mehrere Wälle in Erscheinung. Bei der Größe des Karraumes und den für Gletscherbildung geeigneten Hangformen kommen bei einer Senkung der Schneegrenze um etwa 600 *m* (Gschnitz I) ausreichende Flächen über die Schneegrenze zu liegen.

Im Haupttal sind außer den früher erwähnten Moränenvorkommnissen bei der Liesenser Alm und bei Praxmar Moränen nur rechts (E) des Weges nach Juifenau, unterhalb des Kniepiss Bauern, erhalten. Der lehmige Schutt zieht entlang dem E Hang des Liesenser Tales bis gegen Juifenau.

Fotscher Tal.

Im Hintergrund des Fotscher Tales (Hinteres Brenn Tal) liegt am Fuß der Hohen Viller Spitze (3101 *m*) der kleine, in warmen Sommern ganz ausapernde Fotscher Ferner. In seinem Vorfeld liegt ein schöner rezenter Moränenwall.

Am gegenüberliegenden Hang (unterhalb der Liesenser Viller Spitze) liegt ein kleiner Stirnbogen, dessen Außenseite gegen die Stirn des Fotscher Ferners abdacht.

Im Talboden liegt eine schmale Moränenzunge mit zwei deutlichen Wällen bei 2130 und 2100 *m*. Weiter talaus baut bei 2020 *m* Moränenschutt einen welligen Boden auf. Nördlich davon, bei 2010 *m*, liegen noch zwei schöne Stirnbögen. Bei der Weiträumigkeit und der schattigen Lage des Kares im Hintergrund des Fotscher Tales ist für diese Moränen mit einer Daun Schneegrenzlage das Auslangen zu finden.

An der W Seite des Fotscher Tales, im Mittleren Brenn Tal, liegt eine durch zwei schöne Stirnwälle bei 2560 und 2400 *m* gekennzeichnete Moränenlandschaft. Bei der sonnigen Lage und geringen Größe des Kares ist zur Erklärung dieser Moränenbildung eine Senkung der Schneegrenze in Daun Ausmaß anzunehmen.

An derselben Talseite sind in den Kären unterhalb des Kammstückes Widdersberg (2861 *m*) — Gallwieser Mittergrat (2843 *m*) schöne Moränenbildungen mit großen, sehr gut erhaltenen Stirnbögen zwischen 2560 und 2380 *m* gegeben. Bei der geringen Größe der Kare und der sonnigen Lage des Hanges ist für diese Moränen Daun Alter wahrscheinlich.

Ähnliche Verhältnisse wie an der W Seite sind auch an der E Seite des Fotscher Tales gegeben.

In der großen Karmulde unterhalb (N) P. 2916 (im Kammstück Hohe Viller Spitze — Schalder Grabawand) bilden zwischen 2410 und 2300 *m* Moränenschuttmassen mehrere schöne Stirnwälle. Im Zusammenhang damit stehen große Moränenaufschüttungen im Kar unterhalb Hohe Schöna (2784 *m*) — Wild Kogel (2720 *m*). Schöne Stirnwälle ziehen in ununterbrochener Aufeinanderfolge hangabwärts bis knapp über den Fotscher Bach, wo bei 2020 und 2000 *m* zwei undeutliche Stirnbögen

liegen. Im nördlich benachbarten Kar (unterhalb des Mutterer Joches) zieht Moränenschutt in schmaler Zunge gegen die See Alm. Bei der schattigen Lage und den geeigneten Hangformen ist zur Erklärung aller dieser Moränenbildungen eine Senkung der Schneegrenze in Daun Ausmaß anzunehmen.

Am gegenüberliegenden Hang (E Hang) des Fotscher Tales treten unterhalb des Kasten Grates Schuttmassen mit Wällen bei 2080, 2060 und 2015 *m* auf. Im Zusammenhang damit stehen Ahlagerungen, die aus der Karmulde östlich des Kasten Grates gegen den Fotscher Bach hinabziehen. Wälle liegen bei 1990, 1880 und 1750 *m*. Da bei der sonnigen Lage mit der Daun Depression nur morphologisch ungeeignete Partien über die Schneegrenze zu liegen kommen, müssen diese Moränen in die Gschnitz I Zeit gestellt werden.

In der großen Karmulde unterhalb Roter Kogel (2836 *m*) — Am Samen (2797 *m*) — P. 2738 ist zwischen 2530 und 2260 *m* eine der schönsten, unversehrtesten Moränenlandschaften erhalten, die sich durch zahlreiche mehr oder weniger hohe Stirnbögen auszeichnet. Bei der Höhenlage der Wälle und bei der zwar sonnigen, zur Firnbildung aber geeigneten Beschaffenheit der Karmulde und bei der bedeutenden Höhe der umrahmenden Berge ist mit einer Senkung der Schneegrenze um etwa 300 *m* (Daun) das Auslangen zu finden.

Im nördlich benachbarten Kar unter P. 2738 — P. 2661 sind drei kleine Vorkommen von Moränenschutt mit Wällen bei 2540 und 2520 *m* gegeben, für die Daun Alter wahrscheinlich ist.

Im Zusammenhang damit stehen die großen Moränenbildungen im Bereich der Almind Alm. Sie setzen sich aus vier Moränenzungen zusammen. Die erste Zunge stammt von Süden her aus der Karmulde westlich des Schelling Berges (2110 *m*). Stirnwälle liegen hier bei 1990, 1980 und 1960 *m*. Die zweite zieht aus dem Kar unterhalb des Wenten (2649 *m*) in schmaler Erstreckung hangabwärts. Bei 2200 *m* liegt ein oberster Wall, nächst tiefere folgen bei 2150, 1900 und 1800 *m*. Die dritte Moränenzunge zieht von P. 2532 (in der Hühner Wand) in östlicher Richtung gegen die Almind Alm. Ein oberster Gletscherhalt wird bei 2380 und 2370 *m* durch zwei kleine Stirnbögen angezeigt. Tiefer unten folgen bei 2310, 2280 und 2240 *m* weitere Moränenwälle. Hangabwärts treten nur noch bei 2140 und 2080 *m* mehrere Wälle in Erscheinung. Von hier ab bildet der Schutt einen flachwelligen Boden, der sich hangabwärts (bei 1850 *m*) mit dem Schutt der zweiten großen Gletscherzunge vereinigt. Von hier zieht er als gemeinsame Decke gegen die Talverflachung südwestlich der Almind Alm, wo die Vereinigung mit dem Schutt der ersten großen Gletscherzunge stattfindet. Von hier zieht der Schutt als flachwelliger Boden gegen die Almind Alm. Nur an der SE Seite der Aufschüttung, südwestlich der Almind Alm, hebt sich bei 1680 *m* ein ungefähr 200 *m* langer und 3—4 *m* hoher rechter Ufermoränenwall ab. Die vierte große Moränenzunge zieht von P. 2532 (in der Hühner Wand) in östlicher Richtung als breiter Schuttstreifen gegen die Almind Alm. Charakteristische Wallformen fehlen ihm. Nordöstlich der Almind Alm vereinigt er sich mit dem Schutt aus der Talverflachung innerhalb der Alm und zieht ohne eindeutige morphologische

Ausprägung hangabwärts bis zum Fotscher Bach und entlang diesem talaus bis gegen P. 1433.

Bei der etwas schattigen Lage des Hanges, der für Firnbildung geeigneten Hangformen stellen alle diese Moränenwälle Abstufungen von Gschnitz I Gletschern dar. Eine Ausnahme machen nur die kleinen Moränenwälle zwischen 2380 und 2140 *m* (in der dritten Moränenzunge), die schon mit einer Senkung der Schneegrenze um etwa 300 *m* erklärt werden können. Für die Moränenaufschüttung bei der Almind Alm und am Fotscher Bach ist eine genaue Altersbestimmung mangels eindeutiger Wallformen nicht durchführbar, wahrscheinlich wird es sich aber bei der Größe des Einzugsgebietes um Ablagerungen handeln, die eine Senkung der Schneegrenze um 700 *m* bedingen. Der Moränenschutt bei P. 1433 (im Haupttal) stellt die äußerste Reichweite dieses Gletschers dar.

Weiter talaus an der W Seite des Fotscher Tales liegt unterhalb des Windeck (2579 *m*) eine schöne Moränenlandschaft mit mehreren Stirnbögen bei 2075 *m*. Bei der geringen Größe des Karhintergrundes und der sonnigen Lage ist für sie Gschnitz I Alter wahrscheinlich.

Weiter unterhalb in der Karmulde fehlen denselben Ablagerungen Stirnwälle fast ganz. Nur nördlich von P. 1890, bei 1830 *m*, liegt ein einziger undeutlicher Stirnbogen. Besonders schön ist ein rechter Ufermoränenwall erhalten. Der Moränenschutt zieht in nordöstlicher Richtung entlang dem Saiges Bach bis gegen 1300 *m* hinab. Bei der sonnigen Lage des Kares, der geringen Höhe des Karhintergrundes ergiht trotz der Größe des Karraumes erst eine Senkung der Schneegrenze um etwa 700—800 *m* genügend ergiebige Flächen für Gletscherbildung. Der Moränenschutt bei 1300 *m* stellt wohl die äußerste Reichweite dieses Gletschers dar.

Ähnlich wie an der W Seite sind auch die Verhältnisse an der E Seite des Fotscher Tales.

Am Westhang des Schafkogels (2560 *m*) — Schaflegerkogels (2410 *m*) sind schöne Moränenablagerungen erhalten. Sie bilden eine schmale Zunge, die bis in die Gegend der Kaser Alm (1667 *m*) hinabreicht. Moränenwälle liegen bei 2260, 2200, 2160 *m*, nächst tiefere folgen bei 2040 und 1840 *m*.

Am selben Hang weiter talaus treten bei der Furkes Alm (1879 *m*) Moränenablagerungen in Erscheinung mit einem undeutlichen Stirnhogen oberhalb der Sennhütte. Im nördlich benachbarten Kar westlich des P. 2271 (in der Kammlinie Schaflegerkogel — Grieskogel) liegt Moränenschutt mit schönen Wällen bei 1780 und 1740 *m*. Weiter talaus unterhalb P. 2271 — P. 2121 treten bei 1935 *m* zwei gut erhaltene Stirnwälle in Erscheinung.

Bei der geringen Höhe der unrahmenden Berge und bei der sonnigen Lage ist zur Erklärung all dieser Wälle mit einer Senkung der Schneegrenze um nur 300 *m* nicht das Anslangen zu finden. Sie stellen vielmehr Abstufungen eines Gschnitz I Stadiums dar.

Weiter talaus bei der Schmalzgruben Alm (1678 *m*) ist Moränenschutt erschlossen. Er baut einen flachwelligen Boden auf. Kleinere Rutschungen westlich der Alm zeigen lehmige, gut bearbeitete Grundmoräne eines Lokalgletschers.

Im Talboden beginnen bei der Rogger Kaser (1317 *m*) an der rechten (östlichen) Seite Moränenaufschüttungen. Sie ziehen entlang dem Fotscher Bach bis gegen Sellrain, wo sie nach NE umbiegen und gegen die Inntal Terrasse von Grinzens weiterführen. Hangaufwärts ist die Begrenzung der Moräne wegen der ungemein dichten Bewaldung nicht durchführbar. Irgendwelche Wallformen fehlen. Daher ist auch eine Altersbestimmung nicht möglich.

Senders Tal.

Im Bereiche des Senders Tales sind Moränenablagerungen mit teilweise sehr schönen Wällen in großer Verbreitung erhalten. Im rechten Ast dieses Tales südöstlich der Kemater Alm liegt ihr Hauptverbreitungsgebiet bei der Adolf Pichler Hütte. Kleinere Vorkommnisse sicherer Glazialablagerungen halten sich an die Seitenhänge. Im linken Talast, südwestlich der Kemater Alm, beschränken sich die Moränen auf die Kare des Talhintergrundes und die Mulden beider Seiten.

Bei der Adolf Pichler Hütte (1960 *m*) ist eine schöne, unversehrte Moränenlandschaft erhalten. Sie beginnt in der Nähe der Riepenwand bei 2370 *m* und zieht sich entlang dem Fuße der Kalkkögel gegen N bis 1820 *m*. Es ist eine der schönsten glazialen Bildungen im ganzen Sellrainer Gebiet, besonders auffällig durch den Gegensatz der schön begrüneten Moränen zu den schroffen Kalkfelsen der Kalkkögel und den breitausladenden Schutthalden an ihrem Fuße. Besonders schöne Wälle liegen bei 2190, 2020 und 1940 *m*.

Unterhalb der Adolf Pichler Hütte folgen Moränen in der Gegend der Kemater Alm (1646 *m*). Sie bauen eine, ohne eindeutige morphologische Ausprägung vom Bach tief eingerissene wellige Landschaft auf. Am Aufbau des Schuttes ist kalkalpines Material nur in untergeordneter Weise beteiligt.

Die Moränen bei der Wechselmahder Alm stammen von einem Gletscher, der vom Plaisen Joch bis ins Senders Tal hinab gereicht hat. Irgendwelche Wallformen fehlen hier.

Im Zusammenhang mit diesen Ablagerungen steht eine kleine Schuttbildung am Hang unterhalb der Hochtenn Spitze, die wenige Meter unter dem Wege von der Adolf Pichler Hütte zur Götzner Lizum liegt und einen schönen Stirnbogen in 2100 *m* Höhe beschreibt.

Da mit der Daun Depression nur die Wandfluchten der Kalkkögel, also morphologisch ungeeignete Partien, über die Schneegrenze zu liegen kommen, dürften alle diese Moränen, wie bereits Klebelsberg (13) festgestellt hat, Abstufungen eines Gschnitz I Stadiums sein, wobei die nördlich der Kemater Alm die äußerste Reichweite des Gschnitz I Gletschers darstellen.

Im großen Kar nördlich des Schwarz Hornes (2813) ist grobes Blockwerk mit zwei deutlich ausgeprägten Wallformen bei 2380 *m* erhalten. Weitere Moränen liegen am Fuße der March Säule (2642 *m*, im Kammstück See Joch—Schwarz Horn). Hier heben sich aus einer unruhigen, welligen Schuttlandschaft schöne Stirnwälle bei 2240, 2160 und 2150 *m* ab. Da mit einer Schneegrenzlage von etwa 2400 *m* in diesen ganz nordseitigen sehr wenig besonnten Karen ausreichend große

und auch morphologisch günstige Hangteile über die Schneegrenze zu liegen kommen, sind diese Moränen ihrem Alter nach in die Daun Zeit zu stellen.

Kurz talabwärts treten am rechten Hang neuerlich glaziale Bildungen in Erscheinung. Von der Schlicker See Spitze zieht Moränenschutt bis an die Talsohle herab. Oberste Wälle liegen bei 2200 und 2120 *m*. Ein unterster Stirnwall (1900 *m*) liegt wenige Meter über dem Talgrund. Bei den morphologisch wenig geeigneten oberen Hangpartien der Kalkkögel kommen erst mit einer Senkung der Schneegrenze in Gschnitz I Ausmaß für Firnbildung brauchbare Flächen über die Schneegrenze zu liegen.

In den zum Teil recht breiten Mulden unterhalb des Schafleger Kogels (2410 *m*) — P. 2400 treten Moränen mit einer Reihe schönster Stirnbögen zwischen 2300 und 2265 *m* in Erscheinung. Tiefer unten folgen abermals Wälle bei 2100 und 2040 *m*. An demselben Hang liegen unter P. 2400 weitere kleine Moränenbildungen mit Wällen bei 2135 und 2130 *m*. Bei der geringen Höhe der umliegenden Berge, der ziemlich sonnigen Lage der Hänge und der wenig günstigen Formverhältnisse der obersten Hangpartien ist mit einer Senkung der Schneegrenze in Daun Ausmaß nicht das Auslangen zu finden. Alle diese Moränen dürften vielmehr Abstufungen eines Gschnitz I Stadiums sein.

Im Teile des Senders Tales nördlich der Wechselmahder Alm fehlen sichere Anzeichen glazialen Schutttes. Erst an der Öffnung des Tales ist am linken Hang gegenüber dem Zeidler Hof lehmige Grundmoräne eines Lokalgletschers erschlossen.

Lizumer Tal.

Im Lizumer Tal liegt ein deutlicher Moränenschluß bei der Lizumer Alm. Der Moränenschutt zieht in nordöstlicher Richtung aus der Karmulde unterhalb der Hochtenn Spitze gegen die Lizumer Alm. Stirnwälle heben sich bei 2140, 1980 und 1910 *m* aus dem Moränenschutt ab. Ein zweiter prachtvoller Moränenschluß liegt am Ausgange des Marchreisen Kares bei der Lizumer Alm. Der Gletscher aus dem Marchreisen Kar wird durch eine Schuttzunge, aus der sich bei 2090, 1790 und 1650 *m* schöne Stirnwälle abheben, abgebildet. Da erst mit einer Senkung der Schneegrenze um 600 *m* brauchbare Flächen über die Schneegrenze zu liegen kommen, stellen alle diese Moränen, wie bereits Klebelsberg (13) festgestellt hat, Abstufungen eines Gschnitz I Gletschers dar.

Nördlich der Lizumer Alm ist unterhalb der Schaf Hütte der Rest eines dritten Moränenschlusses erhalten. Charakteristische Wallformen fehlen in den tieferen Teilen dieser betreffenden Schuttablagerung. Von der Schaf Hütte zieht der Moränenschutt in schmaler Zunge gegen den Haidl Berg (2343 *m*). Zwei oberste Stirnwälle liegen bei 2150 und 2060 *m*, nächst tiefere folgen bei 1940 und 1780 *m*. Da bei der geringen Höhe der umliegenden Berge erst mit einer Senkung der Schneegrenze um 600 *m* gegenüber der heutigen genügend große und ergiebige Flächen über die Schneegrenze zu liegen kommen, dürften diese Moränen ebenfalls Abstufungen eines Gschnitz I Stadiums sein.

Im Lizumer Tal nördlich der Schaf Hütte fehlt sicher nachweisbarer Glazialschutt. Erst am S Rand der Inntal Terrasse von Axams, links und rechts des Lizumer Tales, tritt wieder Moränenschutt auf. Es ist lehmige Grundmoräne eines Lokalgletschers. Starken Anteil an der Zusammensetzung des Schuttes nimmt kalkalpines Material, das aus dem Hintergrund des Lizumer Tales stammt. Westlich des Ausganges des Lizumer Tales, beim Einsiedel Hof (1005 *m*), springt eine kleine, 5—7 *m* hohe Moränenschuttleiste am Gehänge vor. Diese nach vorne (N) bogenförmige Leiste dürfte der verwaschene Rest eines Stirnwalles sein. Zur Erklärung dieser Moränenschuttmassen muß eine Senkung der Schneegrenze um ungefähr 900 *m* angenommen werden. Der verwaschene Moränenwall beim Einsiedel Hof (1005 *m*) ist der Rest eines Schlern Stadiums.

Anschließend an die Moränen des Lizumer Tales ist die Moränenablagerung beim Adelshof (1331 *m*) zu erwähnen, die aber mangels geeigneter Wallformen nicht näher bestimmbar ist.

Nock Spitze (Saile), Götznner Graben.

Das Kar nordöstlich der Saile (2406 *m*) birgt eine Moränenlandschaft mit mehreren schönen Stirnbögen bei 1810, 1790 und 1710 *m*. An der W Seite der Saile breiten sich mächtige Moränenschuttmassen zwischen 1980 und 1740 *m* aus, die in nördlicher Richtung gegen die Götznner Alm ziehen. Oberste Wälle liegen bei 1980 und 1975 *m*, hangabwärts folgen nächsttieferer bei 1800 und 1740 *m*. Da bei der geringen Höhe der umrahmenden Berge erst mit einer Senkung der Schneegrenze um etwa 600 *m* das Auslangen zu finden ist, müssen diese Moränen Abstufungen eines Gschnitz I Stadiums zugeschrieben werden.

Weiter talaus treten bei der Götznner Alm Moränenschuttmassen auf, denen jede charakteristische Wallform fehlt. Talaus ziehen von P. 1609 in nordöstlicher Richtung mächtige (20—30 *m*) Moränenschuttmassen gegen den Götznner Graben. Es ist lehmiger, ungeschichteter, mäßig grober Schutt, der nur vereinzelt größere Blöcke enthält. Kalkalpine Bestandteile sowie geschrammte Geschiebe fehlen anscheinend. Die Bäche haben tiefe Rinnen in die Schuttmassen geschnitten. Im Klammgraben ist aus dem Moränenschutt eine 3—4 *m* hohe, spitzkegelförmige „Erdpyramide“ ausgewaschen worden. Ein Deckstein fehlt.

Die Moränenschuttmassen im Götznner Graben rühren von einem Gletscher aus der großen Karmulde westlich der Nock Spitze her. Aus dieser Karmulde hat er weit bis nach N auf die Oberfläche der Inntal Terrasse gereicht; bei 970 und 960 *m* liegen unterste Moränenreste. Eine Altersbestimmung ist infolge Fehlens von Stirnwällen unmöglich.

Im Zusammenhang mit dem Moränenschutt im Götznner Graben stehen Schuttbildungen beim Hof Götznner Berg (1062 *m*), die durch unruhige Oberflächenbeschaffenheit und unregelmäßige Schutzzusammensetzung als Moräne gekennzeichnet sind.

Stamser Tal.

Im Kar westlich des Kreuz Jöchels (2565 *m*) liegt eine schöne Moränenlandschaft. Bei 2420 *m* riegelt ein Wall den oberen Teil des

Kares ab. Westlich davon bei 2380 *m* liegt ein minder gut erhaltener Wall. Der Moränenschutt zieht in schmaler Zunge gegen das Stamser Tal hinab.

Ähnlich sind die Verhältnisse im Kar nördlich der Irz Wände. Bei 2370 *m* bildet grobes Blockwerk einen schönen Stirnbogen, bei 2280 *m* folgt ein nächst tieferer Wall. Weiter talaus liegen auf einer Verflachung des Talbodens bei 2110 und 2090 *m* zwei Stirnwälle.

Infolge der günstigen Formverhältnisse und der schattigen Lage der beiden Kare ist mit einer Senkung der Schneegrenze in Daun Ausmaß genügend Raum für Firnansammlung gegeben.

An der SW Seite des Stamser Tales, im Kar nördlich des P. 2780 (im Kamm der Irz Wände) liegt bei 1900 *m* ein kleiner Stirnbogen, für den bei der äußerst schattigen Lage des Kares tiefstes Daun anzunehmen ist.

Ein weiteres Vorkommnis von Moränenschutt liegt am gegenüberliegenden Hang (NE Hang) des Stamser Tales zwischen P. 2648 und Rauher Kopf (2590 *m*). Bei 2000 *m* hebt sich ein undeutlicher Wall aus den Schuttmassen ab. Bei der geringen Größe der Mulde und den für Firnansammlung ungünstigen Hangverhältnissen ist für diesen Wall Gschnitz I Alter anzunehmen.

Im Talboden selbst liegt bei der Stamser Alm (1873 *m*) Moränenschutt. Östlich der Alm zieht in nordwestlicher Richtung ein 20—25 *m* hoher linker Ufermoränenwall entlang dem SW Hang des Stamser Tales talaus. Weiter talab bildet der Moränenschutt einen welligen Boden, der sich bis gegen 1700 *m* hinabzieht. Bei der Größe des Einzugsgebietes und bei den für Gletscherbildung günstigen Hangformen im Hintergrund des Stamser Tales ist für die Moränenablagerungen im Bereiche der Stamser Alm Gschnitz I Alter anzunehmen.

Ein weiteres Moränenvorkommnis ist westlich der Stamser Alm in der großen Karmulde unterhalb Tajeneck (2267 *m*) — Birch Kogel (2831 *m*) — P. 2653. Im östlichen Teile der Karmulde liegt grobes Blockwerk, aus dem sich bei 2270 und 2165 zwei Stirnwälle abheben. Weiter westlich ist in derselben Karmulde eine schöne Moränenlandschaft mit großen Stirnbögen bei 2245, 2200 und 2060 *m* erhalten. Trotz der günstigen Formverhältnisse kommen mit einer Senkung der Schneegrenze um 300 *m* trotz schattiger Lage nur morphologisch ungünstige Partien über die Schneegrenze zu liegen. Erst eine weitere Senkung der Schneegrenze um 100—200 *m* ergibt geeignete und ergiebige Flächen für Gletscherbildung. Dem Alter nach sind also diese Moränen in die Gschnitz II Zeit zu stellen.

Im Stamser Tal unterhalb der Stamser Alm liegt bei der Jagd Hütte (J. G. 1422 *m*) lehmiger Moränenschutt. Eine zeitliche Einordnung ist nicht möglich.

Pfaffenhofner und Seben Alm.

Im Gebiet der Pfaffenhofner und Seben Alm (nördlich Hocheder—Grieß Kogel) erlangt Moränenschutt in den Karen und zu beiden Seiten des Kreß und Narren Baches Bedeutung.

Im Kar nördlich des Hocheders (2797 *m*) ist zwischen 2300 und 2200 *m* Moränenschutt ohne ausgeprägte Wallformen erhalten. Bei den

günstigen Verhältnissen im Kar und bei der schattigen Lage ergibt eine Senkung der Schneegrenze um etwa 300 *m* ausreichende und ergiebige Flächen für Firnansammlung, so daß ein Gletscher bis dorthin absteigen konnte.

Weiter talab bei der Pfaffenhofner Alm (1702 *m*) tritt im Talboden Moränenschutt auf, der sich längs des Weges Pfaffenhofner Alm—Pfaffenhofen bis gegen 1400 *m* hinab verfolgen läßt; eine eventuelle Grenze verbirgt sich im Walde.

Im westlich benachbarten Kar, zwischen Hocheder (2797 *m*) und Gieß Kogel (2887 *m*), liegt Moränenschutt mit einem Wall bei 2200 *m*, der durch eine Daun Schneegrenzlage erklärt werden kann.

Hangabwärts bei der Peter Anich Hütte (1918 *m*) sind Anzeichen eines älteren Gletscherstandes in Moränenbögen bei 1880 und 1860 *m* erhalten. Nördlich schließt an die Moränenwälle Schutt ohne eindeutige morphologische Ausprägung an. Er bildet eine dünne Decke auf gerundetem Fels. Der Moränenschutt zieht zu beiden Seiten des Narren Baches bis gegen 1350 *m* hinab. Er bildet mit dem Moränenschutt aus dem östlich benachbarten Hocheder Kar eine zusammenhängende Decke. Bei den günstigen Formverhältnissen im Kar und bei der schattigen Lage ist für die Wälle bei der Peter Anich Hütte Gschnitz I Alter wahrscheinlich. Für den Schutt zu beiden Seiten des Narren Baches ist wegen Fehlens geeigneter Wallformen eine Altersbestimmung nicht möglich.

Flaurlinger Tal.

In dem aus den Vorderen Kühtaier Bergen nach NW ziehenden Ast des Flaurlinger Tales liegen im Kar zwischen Paider Spitze (2815 *m*) und See Joch (2817 *m*) bei 2430 *m* mehrere schöne Stirnwälle. Durch einen Felsriegel getrennt folgt talabwärts eine schöne Moränenlandschaft. Bei 2410, 2350, 2260 und 2140 *m* liegen schöne Stirnwälle. Der Stirnwall bei 2350 *m* hat den Taxer See aufgestaut. Bei der für Firnansammlung günstigen Form des Kares und bei der schattigen Lage ist zur Erklärung der Moränenbildungen mit einer Senkung der Schneegrenze in Daun Ausmaß das Auslangen zu finden.

Talaus folgt ein weiteres Moränenvorkommnis innerhalb der Flaurlinger Alm. Am östlichen Talhang führt ein 600 *m* langer, gegen 10 *m* hoher Uferwall in nordwestlicher Richtung gegen die Alm. Ein anschließender Stirnbogen fehlt.

Im Kanzing Tal, dem andern Ast des Flaurlinger Tales, liegt Moränenschutt in großer Verbreitung in den Kären.

Südlich des Hocheders (2797 *m*) liegt bei 2400 *m* grober Blockschutt mit undeutlichen Ansätzen zu Stirnbögen. Bei südseitiger Lage und morphologisch ungünstigem Hintergelände ist Daun Alter wahrscheinlich.

Weiter hangabwärts liegt zu beiden Seiten des Kanzing Baches Moränenschutt. Bei 2160 *m* hebt sich ein oberster Stirnwall aus dem Blockschutt hervor. Bei 2090 und 2010 *m* folgen nächst tiefere Wälle. Der Moränenschutt zieht von hier als Leiste entlang dem Kanzing Bach in südöstlicher Richtung gegen das Knie des Kanzing Tales (1780*m*). Bei

den günstigen Formverhältnissen im Hintergrund des Kanzing Tales und bei der etwas schattigen Lage ergeben sich schon mit einer Senkung der Schneegrenze in Daun Ausmaß geeignete und ergiebige Flächen für Firnansammlung. Der Moränenschutt bei 1780 *m* (in der Talsohle) dürfte demnach die äußerste Reichweite des Daun Gletschers darstellen.

Ein weiteres Moränenvorkommnis liegt im Kar zwischen Schartenkogel (2677 *m*) und P. 2601 (im Kamm Griebkogel — Flaurlinger Scharte). Bei 2280 *m* liegt ein schöner Stirnbogen, in den tieferen Teilen der Moränenablagerung fehlen charakteristische Wallformen.

Im östlich benachbarten Kar, nordöstlich der Flaurlinger Scharte (2401 *m*), läßt Moränenschutt bei 2230 und bei 2220 *m* kleine Stirnwälle erkennen. Weiter hangabwärts verlieren sich charakteristische Formen.

Bei den günstigen Formverhältnissen und bei der schattigen Lage ist für die Erklärung der Moränenbildungen in beiden Karen schon mit einer Senkung der Schneegrenze in Daun Ausmaß das Auslangen zu finden.

Ein weiteres Moränenvorkommnis im Kanzing Tal liegt südwestlich der Flaurlinger Alm. Moränenschutt ohne eindeutige morphologische Ausprägung zieht von hier zur Flaurlinger Alm, wo eine Vereinigung mit jenem aus dem anderen Ast des Flaurlinger Tales stattfindet. Von der Alm talaus baut der Moränenschutt einen welligen Boden auf, der bis gegen P. 1065 *m* vorreicht. Bei der Größe und den günstigen Formverhältnissen der Talhintergründe ist für diese Moränen Gschnitz I Alter anzunehmen. Der Moränenschutt südlich von P. 1065 stellt wohl die äußerste Reichweite des Gschnitz I Gletschers dar.

Im großen Kar östlich des Hocheders liegt bei 2360 *m* ein schöner Stirnwall. Hangabwärts schließt welliges Gelände an, das bis gegen 2100 *m* hinab reicht. Nordöstlich des Hocheders, unter P. 2643 (Kleiner Hocheder oder Schaferebenkogel), beschreibt bei 2350 *m* grobes Blockwerk einen Stirnbogen. Talaus, nordöstlich des Hocheders, bildet in einer kleinen Mulde bei 2340 *m* eine Moränenablagerung einen schönen Bogen.

Weiter talaus an der W Seite des Flaurlinger Tales treten im Hinteren Sonnkar (P. 2265 Sonnkar Köpfl) bei 2060 *m* deutliche Moränenschlüsse auf. Vorne schließt eine höckerige Moränenlandschaft an mit bis 1700 *m* ins Flaurlinger Tal hinabreichender Moränenzunge. Die Zunge endet mit einem undeutlichen Stirnwall bei 1700 *m*. Im Vorderen Sonnkar heben sich bei P. 2028 drei schöne Stirnwälle aus dem groben Blockschutt ab.

Nördlich des Sonnkar Köpfls, neben dem Weg von der Neuburger Hütte zur Pfaffenhofner Alm, liegt bei 1990 *m* ein nach N gerichteter Stirnmoränenbogen.

Hangabwärts erlangt Moränenschutt bei der Oberhofner Alm (1652 *m*) große Verbreitung. Ein oberster Stirnwall liegt bei 1710 *m*, ein zweiter folgt bei 1680 *m*, eine nächst tiefere Vorwölbung bei 1620 *m*. Moränenschutt reicht von der Alm noch weiter in den Wald hinab. Eine genaue Abgrenzung ist aber nicht möglich.

Bei der geringen Höhe der umrahmenden Berge ist zur Erklärung all dieser Moränenbildungen nordöstlich des Hocheders und im Bereiche des Sonnkar Köpfls erst mit einer Senkung der Schneegrenze um etwa 600 *m* (also Gschnitz I Ausmaß) das Auslangen zu finden.

Pollinger und Hattinger Berg.

Am Pollinger und Hattinger Berg (Inntal Terrasse südlich von Polling und Hatting) liegt südlich des Hofes Stücklberg (866 *m*) zwischen 1100 und 940 *m* Moränenschutt eines Lokalgletschers, der nach der Gesteinszusammensetzung vom Hang nördlich des Flaurlinger Joches (2211 *m*) — Rauher Kopf (2304 *m*) kam. Irgendwelche charakteristische Wallformen sind nicht erkennbar, deshalb ist auch eine Datierung unmöglich.

Inzinger Tal.

Im Kar zwischen Roßkogel (2643 *m*) und Kofler Spitze (2601 *m*) breiten sich mächtige Moränen aus. Ein oberster Wall liegt bei 1980 *m*. Ein nächster folgt bei 1910 *m*. Der Moränenschutt verliert sich dann als schmaler Streifen gegen den Hintergrund des Kares.

Im See Loch liegen blockige Schuttmassen mit Stirnwällen bei 2335 und 2331 *m*. Vorne schließt ein gletschergeschliffener Felsriegel das Tal ab. Talauwärts bildet eine Moränenaufschüttung mit zwei Stirnbögen bei 1960 und 1870 *m* die Zunge eines Gletschers ab.

Alle diese Moränen dürften Abstufungen eines Daun Stadiums sein, denn mit einer Senkung der Schneegrenze um 300 *m* ergibt sich bei den günstigen Formverhältnissen und der äußerst schattigen Lage der Kare schon genügend Raum für Gletscherbildung.

Bei der Inzinger Alm sind Moränenschuttmassen in großer Mächtigkeit erhalten. Sie ziehen von da gegen 2 *km* talaus. Eine zeitliche Einordnung ist mangels eindeutiger Wallformen nicht durchführbar.

Im Inzinger Tal unterhalb der Alm fehlt sicherer glazialer Schutt. Erst an der Öffnung des Tales auf die Inntal Terrasse tritt an den Hängen wieder Moränenschutt auf. Es ist lehmige Grundmoräne eines Lokalgletschers, da ortsfremdes Gesteinsmaterial fehlt. Wallformen, welche eine sichere Altersbestimmung ermöglichten, fehlen, doch ist es wahrscheinlich, daß die Schuttmassen am Ausgang des Inzinger Tales jenen am Ausgang des Lizumer Tales gleichzustellen sind, wofür die Übereinstimmung in Höhenlage und Talform spricht. Diesfalls konnten sie dem Schlern Stadium verglichen werden.

Mulde östlich des Roßkogels und südlich des Rangger Köpfels.

Im Kar östlich des Roßkogels (2643 *m*) liegt eine schöne kleine Moränenlandschaft. Bei 2180 *m* hebt sich ein oberster Stirnwall ab, bei 2130 und 2110 *m* folgen nächst tiefere Bögen.

Östlich des Kaminstückes Roßkogel — Windeck (2252 *m*) zieht aus einer Karmulde Moränenschutt gegen die Krimpenbach Alm mit Wällen bei 2230 und 2090 *m*. Südwestlich der Krimpenbach Alm (1920 *m*) zieht ein ungefähr 200 *m* langer rechter Ufermoränenwall gegen die Alm. Vorne biegt er in einen Stirnbogen um. Etwa 40 *m* unterhalb folgt ein zweiter Uferwall, ebenfalls in einen Stirnbogen umbiegend.

Ein weiteres Vorkommen glazialen Schuttes liegt nördlich des E Grates des Roßkogels zwischen P. 2347 und Kögerl (2197 *m*). Bei 2100,

2090 und 1900 *m* heben sich drei schöne Stürnbögen aus dem grobblockigen Schutt ab.

Südwestlich der Krimpenbach Alm kommt es zu einer Vereinigung der Moränenschuttmassen aus den Karen östlich des Roßkogels — Windecks mit jenen aus dem Kar nördlich P. 2347 — Kögerl. Von hier zieht der Moränenschutt einerseits die ganze S Seite des Rangger Köpfels bedeckend, anderseits bis über die Wildanger Alm hinaufreichend, in östlicher Richtung entlang dem Tiefentaler Bach bis gegen den Weiler In der Au (im Sellrainer Haupttal zwischen Sellrain und Kematen) hinab. Im Sellrainer Haupttal, in der Gegend von Berchtesgaden (südwestlich Ober Perfuß) grenzt dieser Lokalmoränenschutt an Hangendmoräne des Inntal Gletschers. Eine genaue Abgrenzung beider ist wegen der Dichte der Vegetationsdecke und mangels an Aufschlüssen nicht durchführbar.

Bei der geringen Höhe der unrahmenden Berge kommen trotz schattiger Lage mit einer Senkung der Schneegrenze in Daun Ausmaß nur morphologisch ungeeignete Oberflächenformen über die Schneegrenze zu liegen. Erst mit einer Senkung in Gschnitz I Ausmaß ist für die Moränen südwestlich der Krimpenbach Alm das Auslangen zu finden. Für die tieferen Moränenvorkommisse (bei Berchtesgaden und in der Au) ist eine Altersbestimmung mangels geeigneter Wallformen nicht durchführbar.

Zusammenfassung.

Die vielen Moränen der Lokalgletscher, die in den Karen und Tälern zur Ablagerung gelangten, lassen sich unschwierig in fünf Gruppen einordnen.

Einer ersten, obersten Gruppe gehören die Moränenbögen in den heute noch vergletscherten Talschlüssen und Karen an; sie können schon durch eine geringe Senkung der Schneegrenze gegenüber der heutigen erklärt werden, so z. B. die Wälle im Vorfeld des Zischken, Winnebach und Längentaler Ferners schon mit einer Senkung um 30—100 *m*. Auch in heute nicht mehr vergletscherten Karen hegen Moränen, für die schon mit einer Senkung um 100—200 *m* das Auslangen zu finden ist. Für diese Moränen ist daher rezentes bis frührezentes Alter wahrscheinlich.

Einer zweiten Gruppe sind Moränenschlüsse zuzuordnen, die erst durch eine Senkung der Schneegrenze um rund 300 *m* (Daun Depression) erklärt werden können. Diese Moränen bestehen zum größten Teil aus grobem, wenig verwittertem und nur schwach begrüntem Blockwerk. Dieser Gruppe gehören die Moränenablagerungen in der Gegend der Plenderle Seen, ferner die schönen Moränenaufschüttungen an der W Seite des Lieseuser Tales, am Fuße der Sattel Schrofen und der Hohen Wand an. Sehr gut und reichhaltig ist diese Moränengruppe ferner im Fotscher Tal entwickelt, wo Moränenwälle in großer Zahl in den Karen des Talhintergrundes und der Seitenhänge auftreten. Besonders schön sind sie in der Einmündung östlich des Semens, wo sie eine der schönsten alten Moränenlandschaften des Gebietes zusammensetzen.

Einer dritten Gruppe gehören die Wälle in der Gossenkelle (nördlich von Kühtai) am Fuße der Irzwände an. Für diese sehr gut erhaltenen großen, zwischen 2500 *m* und 2325 *m* gelegenen Wälle ist mit einer Senkung der Schneegrenze um 300 *m* nicht mehr das Auslangen zu finden, erst 100—200 *m* mehr ergeben genügend große Flächen für Firnbildung. Ähnlich sind die Verhältnisse nördlich des Birchkogels, wo eine Reihe schöner Moränenbögen zwischen 2245 und 2060 *m* mit der Daun Depression, trotz schattiger Lage, nicht mehr erklärt werden können. Es bedarf ebenfalls einer weiteren Senkung um 100—200 *m* mehr, um ein genügend großes Firnareal zu gewinnen. Noch für einige weitere Fälle, so im Gleiersch Tal südöstlich des Hornkogels im Roten Gruben Kar, dann an der Nordseite des Sellrainer Haupttales am Hang unterhalb des See Joches und weiter talaus nördlich des Windecks (im Kamm zwischen Liesenser und Fotscher Tal) muß ein Senkungsbetrag von 400—500 *m* angenommen werden. Es liegt also eine Gruppe von Moränenwällen zwischen Daun und Gschnitz vor, die sich aber in dieses nicht einordnen läßt. Eine Senkung im Gschnitz Ausmaß (600 *m*) würde vielmehr in allen diesen Fällen zu größeren Gletscherständen geführt haben. Für diese Gruppe möchte ich im Einvernehmen mit meinem Freunde Werner Heissel den Namen Gschnitz II in Anwendung bringen (Senkungsbetrag 400—500 *m*). Für das eigentliche Gschnitz Stadium (Senkung 600 *m*) wurde der Name Gschnitz I verwendet.

Einer vierten Gruppe sind die Moränen zuzuordnen, die erst durch eine Senkung um 600 *m* (Gschnitz I Depression) erklärt werden können. Diese Moränen bestehen meist aus gut bearbeitetem Material, sind schön begrünt, bilden mehr oder weniger große Verflachungen am Gehänge und liefern Ansatzstellen für manche Almsiedlungen. In diese Gruppe gehören z. B. die tiefstgelegenen Moränenwälle an der Südseite des Sellrainer Obertales, dann die schöne Endmoräne bei St. Sigmund, die Moränen bei Praxmar und bei der Juifen Alm und die Moränen im Bereiche der Stubai Kalkkögel (bei der Adolf Pichler Hütte, Lizumer Alm und am Fuße der Nock Spitze). Ferner gehören hieher die Ablagerungen bei der Stamser, Pfaffenhofner, Oberhofner, Flaurlinger und Inzinger Alm, sowie die Moränen in der großen Karmulde östlich des Roßkogels bei der Krimpenbach Alm.

Hammer (10) gibt für die Moränen bei der Lizumer und Kemater Alm Daun Alter an. Bei den ungünstigen Formverhältnissen im Hintergrunde dieser Täler aber ist mit einer Senkung der Schneegrenze in Daun Ausmaß nicht das Auslangen zu finden. Erst eine Senkung um 600 *m* ergibt geeignete und ergiebige Flächen für Firnansammlung. Die Moränen im Bereiche dieser beiden Almen sind daher wohl besser dem Gschnitz I Stadium zuzuweisen. Aus gleichen Gründen ist Gschnitz I Alter für die Moränen auf denen Praxmar liegt, wahrscheinlich.

Eine fünfte, tiefstgelegene Gruppe wird durch Moränenbildungen angezeigt, die zu ihrer Erklärung eine Senkung der Schneegrenze um rund 900 *m* verlangen. Solche tiefstgelegene, meist nur schlecht erhaltene Moränenwälle, ähnlich jenen des von Klebelsberg in den Süd-

tiroler Dolomiten festgestellten Schlern Stadiums, liegen am Ausgang des Inzinger Tales und dann am Ausgang des Lizumer Tales beim Einsiedelhof (1005 *m*).

Alle diese Moränenstände sind mehr oder weniger komplex, sie beschränken sich nicht auf einen einzigen Wall, sondern setzen sich aus mehreren Wällen zusammen, die bisweilen in beträchtlichen Höhenabständen untereinander folgen oder sich in Form langgestreckter Ufermoränenwälle aus dem Hintergrund der Kare herabziehen.

II. Die Terrassenablagerungen.

Die Terrassensedimente setzen sich zusammen aus: Bänder-tonen, Mehlsanden und Schottern.

Die Bändertone sind feinste Lehmablagerungen von gelblicher bis blaugrauer Farbe, meistens deutlich geschichtet, häufig schön gefaltet und geknetet. Organische Reste in den Bänder-tonen konnte ich nicht auffinden. Geschrammte Geschiebe, welche auf starke glaziale Beeinflussung schliessen ließen, fehlen. Es sind Ablagerungen in stehendem, ruhigem Gewässer. Die Mächtigkeit der Bänder-tonlager beträgt, soweit sie erschlossen sind, bis zu 40 *m*.

Nach oben schließen an die Bändertone feine Mehlsande an, das sind feine, fast immer mehr oder wenig deutlich geschichtete Quarz-Glimmersande. Ziemlich häufig ist schräge Schichtung in diesen leicht beweglichen Massen. Stellenweise enthalten die Mehlsande Lagen und Linsen feinerer und gröberer Sande. Nach oben gehen sie oft mit Wechsel-lagerung in Sande und Schotter über. Die Mächtigkeit und Ausdehnung der Mehlsande ist meist gering. In bedeutenderem Maße nehmen sie nur westlich von Völs, am Blasius Bergl, am Aufbau der Inntal Terrasse Anteil.

Die Schotter bestehen aus durchaus gut gerollten Stücken, vorwiegend kristalliner Silikatgesteine. Sie sind durchwegs deutlich geschichtet, meist flach, nicht selten aber auch schräg. Die Größe der Gerölle schwankt lagenweise von feinstem Korn bis Kopfgröße. An der Mündung der Nebentäler sind Lokalschotter eingeschaltet, deren Gerölle meist gröber und weniger gut gerundet sind und die sich auch in ihrer Zusammensetzung von denen des Haupttales unterscheiden. Die Schotter haben den Hauptanteil am Aufbau der Inntal Terrasse. Sie sind auf ihr bis in Höhen von 830—840 *m* (bei Flaurling und am Rangger Reißen) erschlossen. Wahrscheinlich reichen sie noch etwas höher hinauf, nur sind sie hier von Hangendmoränen überdeckt. Gegen das Sellrain Tal sind die Schotter in weit höheren Lagen erschlossen. So liegen sie bei Kammerland (nördlich von Ober Perfuß) bei 880 *m* und bei Berchtesgaden in 940 *m*. Im Sellrain Tal erreichen sie eine Höhe von 1000 *m*. Verfestigte Lagen konnten nirgends festgestellt werden, desgleichen organische Reste.

Die Hangendmoräne ist meist nur unscharf abgrenzbar. Es ist lehmige, stellenweise etwas sandige, graue bis gelblichgraue Grundmoräne. Sie bildet eine dünne Auflage auf Terrassenschottern und erreicht nur an einigen Stellen, wie z. B. nördlich von Götzens Mächtigkeiten bis zu 15 *m*. Polierte und geschrammte Geschiebe fehlen meist.

Nur nördlich von Götzens, am Fahrweg nach Völs und bei Wollbell treten in größerer Zahl in ihr gekritzte Geschiebe auf.

Das Terrassenstück zwischen Stams und Sellrain Tal.

Zuerst treten im Gebiet Terrassensedimente südlich von Stams, zu beiden Seiten der Mündung des Stamser Baches, auf. Es sind wenig gerollte, aber gut gewaschene Schotter lokalen Ursprungs, die in einzelnen kleinen Aufschlüssen längs des Weges von Stams nach Hauland erschlossen sind (siehe Profil 1).

Die Häuser des Weilers Hauland liegen auf Hangendmoräne, die hier unmittelbar auf Fels aufliegt. Sie liegt in ungefähr derselben Höhe (840—975 *m*) wie die Hangendmoräne bei Inzing und dürfte also der Rest einer solchen sein. Sie bildet eine kleine Verflachung des Gehänges, die deutlich hervortritt (siehe Profil 2). Größere Aufschlüsse, die einen Einblick in die Beschaffenheit und Zusammensetzung des Moränenschuttes gewährten, fehlen und nur kleine Ausbisse längs des Weges lassen lehmigen Schutt erkennen. Geschrammte Geschiebe waren nicht auffindbar.

Weitere kleine Aufschlüsse von Terrassensedimenten, die sich morphologisch vom Gehänge wenig abheben, liegen am Hang südlich von Windfang (östlich von Stams). Es sind wenig gerollte Schotter lokalen Ursprungs.

Ein weiteres Vorkommnis von Schottern ist südlich von Rietz, wo sie schon in größerer Ausdehnung und Mächtigkeit in Erscheinung treten. Es sind gut gewaschene und geschichtete, ziemlich gut gerollte Schotter, die hier in einzelnen kleinen Ausbissen erschlossen sind und die bis gegen 820 *m* den Hang hinauf reichen. Sie heben sich auch morphologisch vom übrigen Gehänge ab. Sie bilden kleine Verflachungen, auf denen die Kirche von St. Anton und die Häuser des Weilers Bichl stehen. Eine Überlagerung dieser Schotter durch Hangendmoräne ist nicht feststellbar.

Ein nächstes, schon bedeutend größeres Vorkommnis von Schottern ist südlich von Pfaffenhofen, dessen Häuser zum Teil auf den Terrassenschottern liegen. Auch die Häuser des Weilers Hölle (860 *m*), dann der Pingeshof, der Resenhof und die Häuser von Hornbach stehen auf einer deutlich sich abhebenden Schotterterrasse, die in ungefähr derselben Höhenlage wie die Terrasse bei Flaurling liegt. Die Schotter sind größtenteils lokalen Ursprungs und stammen aus dem Gebiete Hocheder-Grießkogel. Sie sind leicht geschichtet und zeigen wenig gute Bearbeitung. Sie ziehen bis etwas über 860 *m* hinauf. Stellenweise ragt aus der Terrassenoberfläche, so am Weg von Pfaffenhofen nach Flaurling und nördlich des Pingeshofes, gerundeter Fels hervor. Der Plan Bach hat ebenfalls die Schotter durchschnitten und das darunter liegende Grundgebirge (Quarzphyllit mit Chloritschiefer Einlagerungen) bloßgelegt. Eine Überdeckung durch Hangendmoräne ist nicht nachweisbar.

Weiter östlich davon liegen am Hang links über dem Flaurlinger Bach grobe Schotter. Sie sind ziemlich gut geschichtet und bestehen zum größten Teil aus Gesteinen aus dem Hintergrund und den seitlichen

Hängen des Flaurlinger Tales. Sie steigen etwa bis 940 *m* an. Eine genaue Abgrenzung ist mangels ausreichender Aufschlüsse nicht möglich.

Östlich des Flaurlinger Tales beginnt eine geschlossene Masse von Terrassensedimenten, die mit zunehmender Breitenerstreckung ostwärts ziehen und die nur durch den Einschnitt des Inzinger Tales unterbrochen werden.

Bei Flaurling bestehen die Terrassensedimente noch größtenteils aus Gesteinen aus den südlich angrenzenden Berggebieten, denen aber schon Inntalgerölle beigemischt sind. Die Schotter zeigen meist gute, vorwiegend horizontale Schichtung, sind gut gerollt und gewaschen. Feine Ablagerungen fehlen hier. Über diesen Terrassensedimenten, die bis gegen 760—780 *m* erschlossen sind, liegt eine dünne Decke von Hangendmoräne, die allmählich gegen S hin ansteigt. Sie ist nur in einigen kleinen Aufschlüssen bloßgelegt (siehe Profil 4). In die Moränendecke, die die fast ebene Oberfläche der Terrasse bildet und in die darunter liegenden Schotter haben kleine Wasserläufe Rinnen geschnitten.

Östlich von Flaurling, knapp neben der Straße nach Polling tritt am Fuße der Terrasse anstehender Fels zu Tage, der sich ungefähr 40—45 *m* über die Straße hinauf verfolgen läßt.

Am Fuße der Terrasse schließen gegen den Inn zu kleinere und größere, flach geneigte Schuttkegel an. Auf einem besonders großen solchen Kegel liegt das Dorf Flaurling.

Südlich von Polling liegen am Pollinger Berg über der Hangendmoräne Terrassenschotterablagerungen eines Lokalgletschers aus der Gegend des Flaurlinger Joches, die sich durch die Schutzzusammensetzung von der Inntal Grundmoräne wesentlich unterscheiden (siehe Seite 416). Zwei kleine Bacheinschnitte haben den felsigen Untergrund der Terrasse bloßgelegt.

Weiter westlich, südlich der Ortschaft Hatting findet sich am Fuße der Terrasse ein Bänder-tonlager, das sich bis gegen 700 *m* Meereshöhe hinaufzieht. Seine genaue Abgrenzung ist bei der dichten Bewaldung mangels geeigneter Aufschlüsse nicht möglich. Der Bänder-ton ist lediglich in einigen kleinen Ausbissen erschlossen. Er ist von graublauer Farbe, stellenweise leicht geschichtet. Im Hangenden folgen über dem Bänder-ton größtenteils horizontal geschichtete Schotter. Über diesen Terrassensedimenten, die bis 880 *m* erschlossen sind, folgt nach oben die Hangendmoräne, die die Terrassenoberfläche bildet (siehe Profil 5).

Südlich der Häuser des Weilers Hof (am Inzinger Berg) folgen über der Hangendmoräne Ablagerungen eines Lokalgletschers, die sich von hier ein Stück in das Inzinger Tal hinein verfolgen lassen.

Der Inzinger Bach hat die Terrasse tief zerschnitten. An den seitlichen Hängen dieses Einschnittes sind an einigen Stellen Terrassenschotter bloßgelegt. Neben Inntalgesteinen treten hier Gesteine aus dem Inzinger Tal auf, die sich durch weniger gute Bearbeitung und durch ihre Größe deutlich abheben.

Östlich des Inzinger Tales nimmt die Terrasse an Breite zu und zieht in geschlossener Ausdehnung bis an die Mündung des Sellrain Tales.

In der Nähe von Inzing sind am Fuße der Terrasse mächtige Bänder-tone erschlossen (siehe Profil 7). Es ist bleigrauer, stellenweise

gelblich gefärbter Bänderton, in den geringmächtige Linsen von Schottern eingelagert sind. An manchen Stellen zeigt er schöne Schichtung, an anderen Stellen ist er stark zerknestet. Die Schichten fallen mit ungefähr 16° nach S ein. Er reicht bis ungefähr 40 m über die Sohle des Inn-ales (600 m) empor. Eine Abgrenzung nach oben ist wegen der dichten Vegetationsdecke nicht möglich. Östlich und westlich davon werden die Bändertöne durch Kiese und Schotter ersetzt, die bis gegen 810 m erschlossen sind. Sie werden von einer dünnen Lage, undeutlich ausgeprägter Hangendmoräne überlagert.

Südlich des Weiler „Eben“ (auf dem Terrassenstück südlich von Inzing) liegt über der Hangendmoräne noch der Moränenschutt eines Lokalgletschers aus dem Inzinger Tal (siehe Seite 416).

In dieses Terrassenstück ist südlich von Inzing ein Trockental eingeschnitten, das bei den Höfen von Giggberg beginnt und gegen E, gegen das Schindeltal hinzieht. Vom Innal wird es durch den Gigg Berg (834 m) und Kien Berg (771 m), die beide von Schottern gebildet werden, getrennt.

Der Gigg Berg trägt außerdem eine Moränendecke.

Östlich des Schindelales, das östlich von Inzing in das Innal einmündet, sind am Aufbau der Terrasse fast nur mehr Schotter beteiligt. Mehlsande treten nur mehr an einigen wenigen Stellen in untergeordneter Ausdehnung auf. So liegt ein kleines Vorkommnis von schönem, sehr feinem, horizontal geschichtetem Mehlsand nordwestlich von Ranggen im Hangenden der Schotter (siehe Profil 8).

Der große Aufschluß nordöstlich von Itzranggen, der Reißende Ranggen gewährt einen vorzüglichen Einblick in den Aufbau der Terrasse (siehe Profil 9). Die Ablagerung beginnt in der Tiefe mit Kiesen, denen lagenweise Partien von feinem Sand zwischengeschaltet sind. Die Kiese und Sande fallen, wie bereits Blaas (7) und Penck (15) festgestellt haben, mit 20° gegen NW hin ein. Sie reichen bis 790 m hinauf. Darüber folgen horizontalgeschichtete grobe Schotter in einer Mächtigkeit von 45 m. Es liegt also hier ein großes Delta vor, das in einem See von 790 m Höhe aufgeschüttet worden ist. Den Abschluß nach oben bildet eine dünne, nur 2—3 m mächtige Decke von Hangendmoräne. Diese Moräne bildet hier eine ziemlich ausgedehnte Fläche, auf der Itzranggen, Ranggen und Ober Perfuß liegen.

Die zunehmend breiter werdende Terrasse wird durch das große, in ungefähr W—O Richtung verlaufende Rettenbachtal in einen nördlichen und südlichen Teil getrennt. An den beiderseitigen Hängen sind mehrere kleinere Aufschlüsse von horizontal geschichteten Schottern gegeben. Vorwiegend sind es feinere Schotter mit zwischengeschalteten gröberen.

Wie schon Ampferer (1) angibt, ist dieses Tal nicht durch den Rettenbach geschaffen worden, sondern er hat nur ein bereits vorhandenes Tal benützt und weiter ausgebildet.

Diese dem Innal ungefähr parallel ziehenden, tief in die Terrasse eingeschnittenen Täler sind zu einer Zeit entstanden, als noch ein geringmächtiger Gletscher im Innal lag und die Schmelzwässer der Gletscher aus den Seitentälern, die zu jener Zeit wahrscheinlich am

Südrand der Terrasse lagen, nicht in das Inntal abfließen konnten und sich daher parallele Täler geschaffen haben.

Auch östlich von Ober Perfuß sind noch einige solche Trockentäler, die aus derselben Erscheinung heraus erklärt werden können.

Östlich des Inzinger Tales ist die Hangendmoräne schlecht und undeutlich entwickelt. Es sind mehr oder weniger lehmige Ablagerungen ohne geschrammte Geschiebe. Auch die Mächtigkeit der Moräne ist sehr gering.

Von Ober Perfuß, das ganz auf ihr liegt, zieht sie südwestwärts ins Sellrain hinein; hier verbindet sich die bisherige Hangendmoräne mit Schutt eines Lokalgltschers (siehe Seite 417). Eine Abgrenzung der beiden Moränen ist infolge der dichten Vegetationsdecke nicht durchführbar.

Unter dieser Moränendecke treten am Abfall gegen das Sellrain Tal an einigen Stellen Schotter auf, die der Größe und wenig guten Bearbeitung der Gerölle nach aus dem Bereiche des Sellrain Tales stammen. Sie liegen in einer Höhe von 910 *m* (siehe Profil 15).

Im Sellrain Tal selbst liegen die letzten Reste von Terrassensedimenten am Hang nordwestlich über Sellrain. Es sind wenig gerollte, nicht besonders deutlich geschichtete Ablagerungen von Lokalschottern, in die stellenweise Lagen von feinen Mehlsanden eingeschaltet sind (siehe Profil 14). Diese Ablagerungen liegen in einer Höhe zwischen 950 und 1080 *m*. Sie sind in einigen Aufschlüssen längs des Weges von Sellrain nach St. Quirin erschlossen.

Weiter talein fehlen jegliche Anzeichen von Terrassensedimenten.

Die Inntalschotter sind also nur wenig in das Sellrain Tal eingedrungen und auch die Eigenaufschüttung in diesem Tal ist nicht bedeutend.

Am Hang südlich über Ober Perfuß liegt bei den Egghöfen (1162 *m*) Moränenschutt, der einen flachwelligen Boden bildet. Einzelne kleine Aufschlüsse lassen lehmigen Schutt erkennen, der regellos größere und kleinere Gesteinsstücke enthält, die aus dem Gebiet des Roßkogels stammen. Es wird sich hier also wohl um die Ablagerung aus der Zeit der letzten Großvergletscherung handeln, wahrscheinlich um eine Art Mittelmoräne des Gletschers aus dem Roßkogel Kar und des Inntal Gletschers.

Das Terrassenstück zwischen Sellrain Tal und Völs.

Das Sellrain Tal, das sich tief in die Terrasse eingeschnitten hat, verengt sich knapp unterhalb der Ortschaft Sellrain zur Schlucht, die mit steilen, 120 *m* hohen Seitenwänden ansteigt (siehe Profil 14, 15 und 16). Von der Ortschaft Sellrain zieht die Moräne aus dem Fotscher Tal, die hier bis zum Talboden reicht, zunächst auf allmählich ansteigendem Felsuntergrund gegen Grinzens, wo die Vereinigung mit Moränenschutt des Innletschers stattgefunden hat. Eine Abgrenzung beider ist wegen der starken Vegetationsdecke nicht möglich.

Das Terrassenstück östlich des Sellrain Tales ist im großen und ganzen eine Felsterrasse, der nur im N Terrassensedimente bis ungefähr

820 bis 830 *m* aufgelagert sind; darüber folgt eine dünne Lage von Hangendmoräne.

Die Terrassensedimente beginnen in der Tiefe mit Bändertonen, die bei ungefähr 625 *m* in Sande und Schotter übergehen. Ein Bändertonvorkommen liegt östlich von Afling am Fuß der Terrasse und reicht von hier ungefähr 30 *m* über die Sohle des Inntals hinauf. Es ist gelblicher bis hellgrauer, stark glimmerreicher Bänderton. Östlich und westlich davon wird der Bänderton durch Schotter, die vom Fuße der Terrasse bis in Höhen von 825 *m* aufsteigen, vertreten. Sie bauen den Nordrand der Terrasse auf. Aufschlüsse längs des Weges von Grinzens nach Kematen und am Abfall der Terrasse gegen die Melach zeigen grobe, horizontal geschichtete Schotter, die stellenweise Lagen weniger groben Materials enthalten.

Nördlich von Wollbell ist östlich des Weges von Grinzens nach Kematen in einer Höhe von 782 *m*, wenige Meter über einer kleinen Einmündung, Moränenschutt erschlossen. Es ist typische Grundmoräne von grauer Farbe, die sehr zahlreiche, schön polierte und gekritzte Geschiebe aus den Kalkkögeln enthält. Das Liegende der Moräne ist nicht erschlossen. Oben folgen Mehlsande und feinere Schotter. Über den geschichteten Ablagerungen liegt auf der Terrassenoberfläche die Hangendmoräne. Geschrammte Geschiebe und kalkalpine Beimengungen fehlen hier.

Die Stellung der Moräne nördlich von Wollbell ist fraglich. Wahrscheinlich handelt es sich um einen Rest von Hangendmoräne, der hier die Terrassensedimente an ihrem Abhang überkleidet. Es kann sich aber auch um Liegendmoräne handeln, die dem Felsuntergrund aufliegt, der das Terrassenstück vom Sellraintal ostwärts aufbaut. Eine dritte mögliche Deutung wäre, daß es sich um eine Moräne zwischen den Terrassensedimenten handelt. Welche von den drei Erklärungsmöglichkeiten die richtige ist, ist mangels geeigneter Aufschlüsse nicht durchführbar, am wahrscheinlichsten aber ist die Deutung als Rest von Hangendmoräne.

Westlich vom Wollbell gewähren einige Aufschlüsse guten Einblick in den Aufbau dieses Terrassenstückes. Es sind größtenteils flachgelagerte oder nur ganz leicht nach E hin einfallende Schotter abwechselnd gröberen und feineren Kornes, in die an einigen Stellen feine Sande eingelagert sind. Der Zusammensetzung nach ist es vorwiegend zentralalpines Material, doch ist auch kalkalpines beigelegt.

Am Wege von Wollbell nach Völs, im Tal von Omes ist am nördlichen Terrassenabhang südlich des Christenhofes (827 *m*) Moränenschutt mit einzelnen schönen gekritzten Geschieben erschlossen. Es dürfte sich hier wohl um den Rest von Hangendmoräne handeln, die dieses Tal ausgekleidet hat. Eine genaue Verbreitung des Moränenschutttes anzugeben ist nicht möglich.

Im östlichen Teil dieses Terrassenstückes erlangen am Blasius Bergl Mehlsande größere Mächtigkeit. Die Ablagerungen beginnen am Fuße der Terrasse mit Mehlsanden; darüber folgen feine Schotter, die ihrerseits wieder in einer Höhe von 640 *m* von Bändertonen überlagert werden. Sie sind nur an einigen Stellen deutlich geschichtet. Die Bändertone haben die Mehlsande und feinen Schotter überronnen und dadurch rein äußerlich die Schotternatur (Schichtung) verwischt. Nach oben

schließen an die Bändertone feine Schotter an, die wiederum von Mehlsanden überdeckt werden. Der östliche Vorberg des Blasius Bergs wird von diesen Mehlsanden gebildet.

Am Hang gegen den Bauhof hin ist am Fuße der Terrasse Moränenschutt mit einzelnen geschrammten Geschieben erschlossen. Es dürfte sich hier wohl um Hangendmoräne handeln, die die Terrassensedimente überdeckt.

Weitere Aufschlüsse längs des Fahrweges von Völs nach Götzens und am Axamer Bach zeigen ebenfalls flachgeschichtete Schotter. Den Abschluß der Terrassensedimente nach oben bildet eine dünne, nur stellenweise etwas mächtigere Decke von Hangendmoräne, die größtenteils wenig deutlich ausgeprägt ist. Nur nördlich von Götzens bei der Ruine Vellenberg und längs des Weges nach Völs erreicht die Moräne Mächtigkeiten bis zu 15 m. Sie zeigt graue bis leicht gelbliche Färbung und enthält stellenweise polierte und geschrammte Geschiebe. Ihr Auflagern auf den Terrassensedimenten ist hier deutlich.

Eine genaue Abgrenzung der Moräne auf der Terrassenoberfläche ist mangels an Aufschlüssen und infolge der dichten Vegetationsdecke nicht durchführbar.

Südwärts gegen den Berghang hin werden die Moränenablagerungen durch Schuttkegel, die der Senders, Axamer und Gerolds Bach aufgeschüttet haben, verdeckt.

In diese bis zu 2 km breite Terrasse ist das Trockental von Omes eingeschnitten (siehe Profil 10, 11, 12 und 13), das nördlich von Grinzens mit flachen Mulden beginnend sich in östlicher Richtung bis Völs erstreckt. Südlich des Christenhofes wird es durch einen Felsriegel abgesperrt, den der Axamer Bach, der zum Teil dem Tal von Omes folgt, schluchtartig durchschnitten hat (siehe Profil 12). Nach diesem einengenden Felsriegel erweitert sich das Tal wieder.

Für die Entstehung des Talzuges von Omes geben schon Blasa (6) und Ampferer (1) glazialen Ursprung an, was durch die Moränenaufschlüsse am Wege von Wollbell nach Völs und beim Bauhof (westlich von Völs) wahrscheinlich gemacht wird.

Auch der Senders Bach entblößt Fels, der den Sockel der Terrasse bildet. Der Felsuntergrund schließt nach vorne, gegen das Inntal mit einer Erhebung ab, über die der Senders Bach mit Wasserfällen hinabstürzt. Nach E senkt sich der Talboden, wie die Aufschlüsse am Axamer Bach (südlich von Axams und südlich des Christenhofes) zeigen, die den felsigen Untergrund in bereits tieferen Lagen erschließen. Es liegt hier also eine große Felswanne vor, die nach N durch eine Erhebung abgeschlossen ist und die sich gegen E, gegen Völs hin einsenkt. Das große Trockental von Omes und noch einige kleine Tälchen bei Grinzens zeigen dieselbe Richtung wie diese große Felswanne.

Auch die Ortschaft Götzens liegt zum Teil auf einem Felsrücken; der sich noch ein Stück ostwärts verfolgen läßt. Dieser Felsrücken weist eine geringe Moränenschuttbedeckung auf.

Nachdem im vorhergegangenen Teil eine allgemeine Beschreibung der Terrassensedimente gegeben, ihre Gliederung und Verhretung dar-

gestellt worden ist, erübrigt es sich nur noch auf die Frage der horizontalen Verbreitung der Bändertone und Mehlsande näher einzugehen.

Die Bändertone bei Hatting, Inzing und Afling liegen an der Basis der Inntal Terrassensedimentfolge und sind von hier aus 30—40 *m* ununterbrochen mit Ausnahme jener bei Hatting hangaufwärts verfolgbar. Weiter nach oben sind sie infolge dichter Vegetationsbedeckung nicht abgrenzbar. Es ist hier also eine Reihe von Bänder-tonvorkommnissen gegeben, die in ungefähr einem und demselben Niveau über der Inntalsole liegen. Ein Zusammenhang zwischen den einzelnen Bänder-tonvorkommnissen in horizontaler Richtung ist nicht gegeben, sondern sie sind durch Sande und Schotter, die ebenfalls von der Inntalsole aufsteigen, getrennt.

Eine Sonderstellung nimmt das Bänder-tonvorkommen am Blasius Bergl bei Völs ein; es ist in einer Höhe von 660 *m*, also 75 *m* über der Sohle des Inntales und etwa 35 *m* über jenem bei Afling erschlossen. Das Liegende bilden feine Schotter, im Hangenden ist zunächst ebenfalls eine Lage feinerer Schotter erschlossen, die ihrerseits wieder von Mehlsanden überlagert werden; letztere bauen den östlichen Vorgipfel des Blasius Bergls auf. Diese Bändertone sind also in einem wesentlich höher gelegenen, jüngeren See abgegrenzt worden als jene bei Afling.

An Mehlsanden sind außer denen am Blasius Bergl, wo sie einerseits an der Basis der Inntal-terrasse liegen und dem Vorkommen am östlichen Vorgipfel des Blasius Bergls in einer Höhe von 670 *m*, noch jene nordwestlich von Ranggen in einer Höhe von 800 *m* zu erwähnen. Letztere bilden einen kleinen Höhenrücken, ihr Liegendes sind Schotter, die fast bis an die Basis der Inntal-terrasse, das ist bis zu den Bänder-tonen von Inzing, hinabreichen.

Dann sind noch am Hang nordwestlich über Sellrain in einer Höhe von 1000 *m* Mehlsande erschlossen. Ihr Liegendes und auch Hangendes bilden Schotter.

Alle diese Vorkommnisse von Mehlsanden sind also in verschiedenen Höhenlagen eingeschaltet, sind also verschiedenen Seen zuzuordnen.

Zusammenfassung.

Die Inntal-terrasse beginnt innerhalb des Gebietes mit unauffälligen Resten in der Gegend von Stams, Rietz und Pfaffenhofen. Erst bei Inzing setzt eine geschlossene Aufschüttung ein, die sich mit zunehmender Breite ostwärts erstreckt. Die Terrassensedimente zeigen eine verhältnismäßig einfache Folge. An einigen Stellen (Hatting, Inzing, Afling) beginnen sie in der Tiefe mit Bänder-tonen, nach oben zu folgen Mehlsande und darüber Schotter, doch ist die Aufeinanderfolge der Schichten durchaus keine gleichbleibende, die Fazies wechselt auch in horizontaler Richtung stark, Bändertone und Mehlsande sind nicht niveaubeständig. Die Terrassensedimente erreichen eine erschlossene Mächtigkeit von 235 *m* (am Rangger Reißn). Die Gesteine, welche die Schotter zusammensetzen, stammen zum Hauptteil aus dem oberhalb gelegenen Einzugsgebiet des Inns. An der Mündung der Nebentäler macht sich deutliche lokale Materialzufuhr bemerkbar. Im Terrassen-

stück östlich der Sellrainger Mündung, an dem sehr wesentlich Grundgebirge beteiligt ist, beschränken sich die Terrassensedimente auf eine geringmächtige Bedeckung. Nur am Nordrand der Terrasse erlangen sie auch da größere Mächtigkeit.

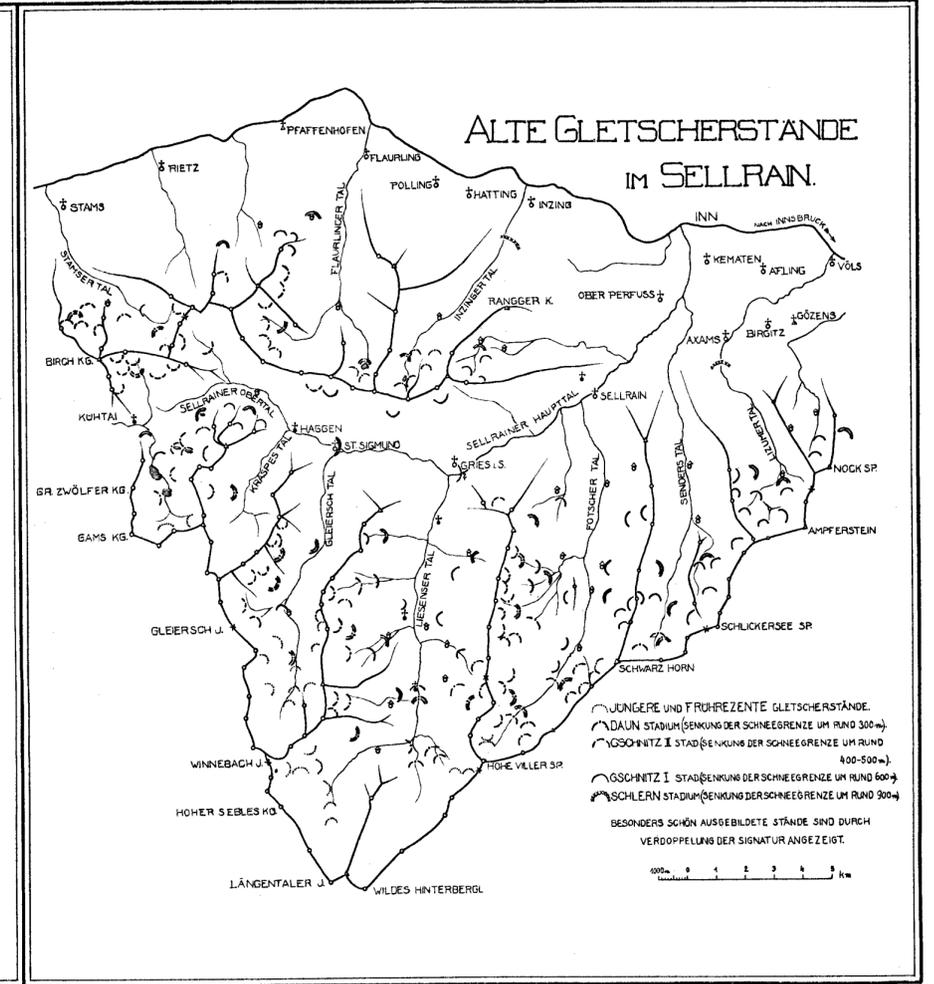
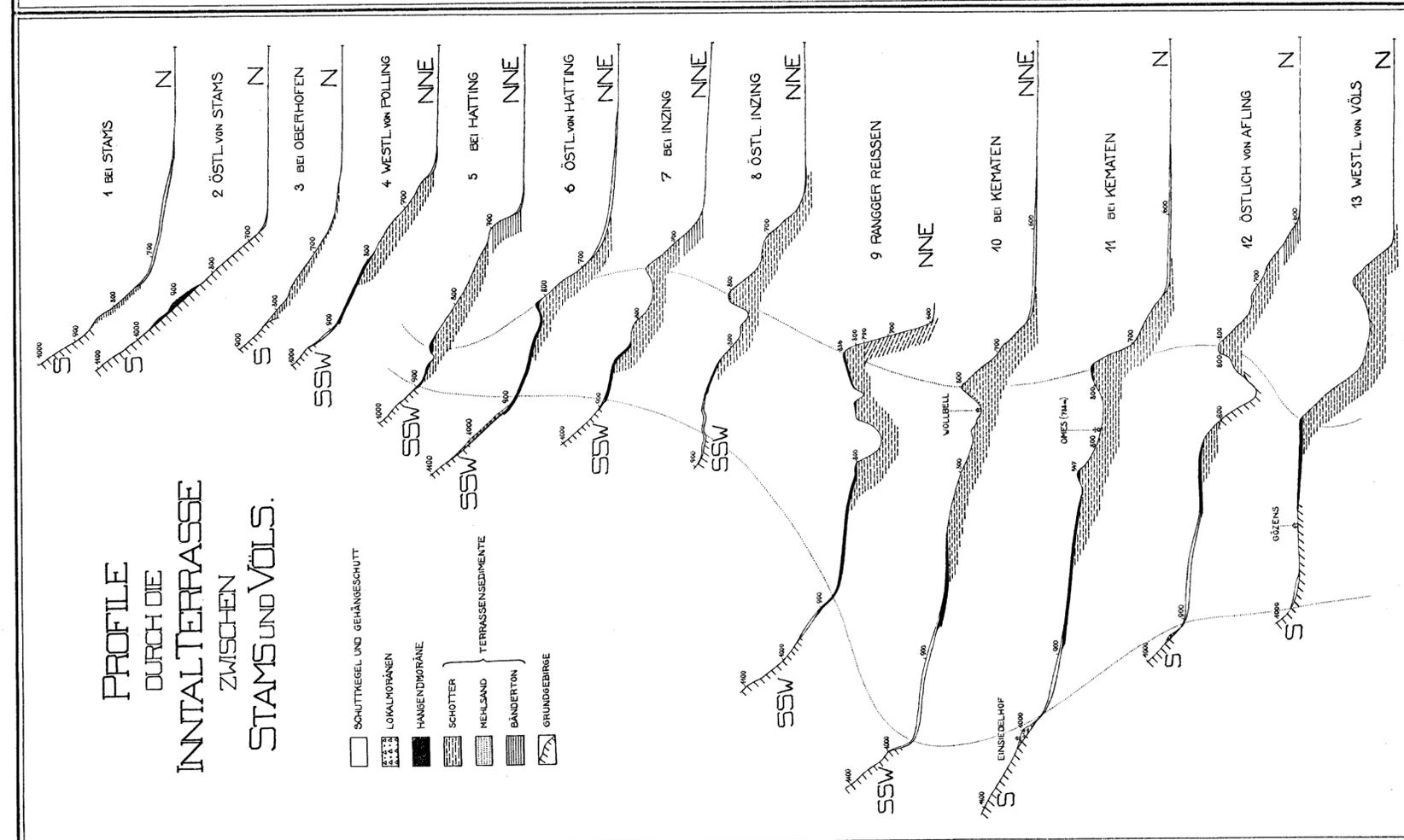
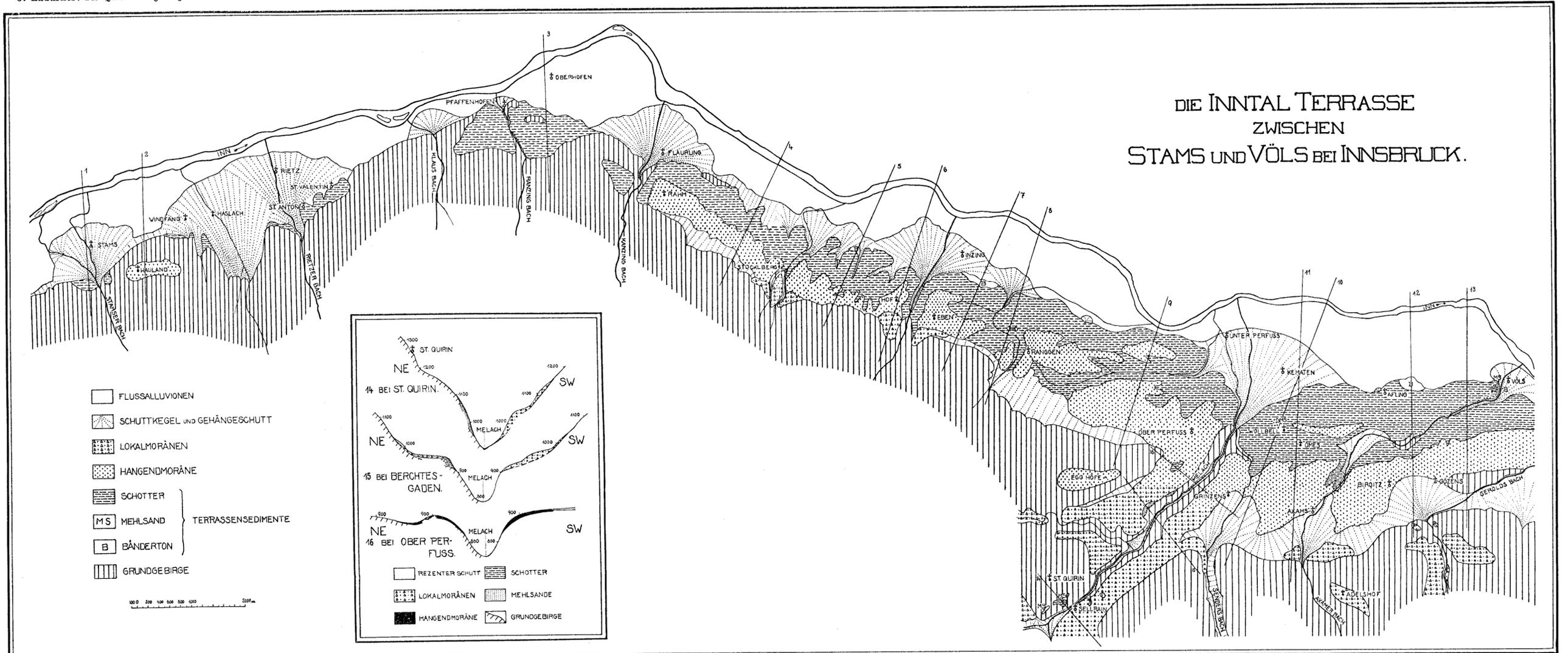
Die Terrassensedimente werden nach oben von einer undeutlich entwickelten Decke von Hangendmoräne überlagert, die aber nur nördlich von Götzens bei der Ruine Vellenberg nachweisbar größere Mächtigkeit erlangt. Gegen das Sellrain Tal vermischt sie sich mit Lokalmoränenschutt.

Über dieser Decke von Hangendmoräne breiten sich stellenweise kleinere und größere Schuttkegel aus.

An einigen Stellen (bei Stücklberg, Hof, Eben und Axams) liegen am Rand der Terrasse die Reste von Lokalmoränen.

Verzeichnis der benützten Literatur.

1. Ampferer O. Studien über die Inntal Terrasse. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien 1904, Bd. 54.
2. — Über die Entstehung der Inntal Terrasse. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien 1908.
3. — Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntals. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien 1915, Bd. 65.
4. — und Ohnesorge Th. Erläuterung zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Zirl-Nassereith, Wien 1924.
5. — und Klebelsberg R. v. „Rückzugsstadien“ oder „Schluß-Eiszeit“. Zeitschrift für Gletscherkunde, Berlin 1929, Bd. 17.
6. Blaas J. Notizen über die Glazialformation im Inntal. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien 1884.
7. — Über die Glazialformation im Inntale. Zeitschrift des Ferdinandenms, 3. Folge, 29. Heft, Innsbruck 1885.
8. — Erläuterung zur geologischen Karte der diluvialen Ablagerungen in der Umgebung von Innsbruck. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien 1890, Bd. 40.
9. — Notizen über die diluvio-glazialen Ablagerungen im Inntalgebiet. Bericht des naturwissenschaftlich-medizinischen Vereines in Innsbruck, XIX. Jahrgang, 1889/90 und 90/91. Innsbruck 1891.
10. — Der Boden der Stadt Innsbruck. Bericht des naturwissenschaftlich-medizinischen Vereines in Innsbruck, XXII. Jahrgang, 1893—1896, Innsbruck 1896.
11. Hammer W. Erläuterung zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Ötztal, Wien 1929.
12. Kinzl H. Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. Zeitschrift für Gletscherkunde, Leipzig 1929, Bd. 17.
13. Klebelsberg R. v. Die Hauptoberflächensysteme der Ostalpen. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1922.
14. — Alte Gletscherstände in den Tiroler Zentralalpen. Zeitschrift für Gletscherkunde, Leipzig 1929, Bd. 17.
15. Nowak E. Die Entstehung der Inntal Terrasse. Geologische Rundschau, Leipzig 1918, Bd. 9.
16. Penck A., Die Höttinger Breccie und die Inntal Terrasse nördlich Innsbruck. Abhandlungen der Preussischen Akademie der Wissenschaften, Jahrgang 1920. Phys. Math. Klasse Nr. 2, Berlin 1921.
17. — Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. Sitzungsbericht der Preussischen Akademie der Wissenschaften, Bd. 20, Berlin 1922.
18. Penck A. und Brückner E. Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig 1909.
19. Wehrli H. Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereiche zwischen Rhein und Salzach. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien 1928, Bd. 78.



Quartärgeologie des Silltales.

Von **Werner Heissel**, Innsbruck.

(Mit 2 Tafeln und 2 Textfiguren.)

Aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Innsbruck.

Vorwort.

Die Anregung zu vorliegender glazialgeologischer Bearbeitung des Silltales und seiner Nebentäler verdanke ich meinem Lehrer, Herrn Professor Dr. R. Klebelsberg. Für die weitgehende Unterstützung und Beratung erlaube ich mir, ihm auch an dieser Stelle verbindlichsten Dank auszudrücken.

Herr Dr. O. Reithofer, früher Assistent am Innsbrucker Geologisch-Paläontologischen Institut, stand mir mit gutem Rat zur Seite. Auch ihm möchte ich an dieser Stelle bestens danken.

Ferner danke ich dem Deutschen und Österreichischen Alpenverein, der mir durch geldliche Unterstützung die Vornahme der Begehung erleichterte.

Einleitung.

Die gestellte Aufgabe umfaßte das Einzugsgebiet der Sill, mit Ausnahme des Stubai Tales. In diesem war nur die Talsohle zu bearbeiten, soweit Terrassensedimente reichen.

Das bearbeitete Gebiet liegt zur Hauptsache auf Blatt 5147 (Matrei) der österreichischen Spezialkarte 1:75.000, randliche Teile auf 5047 (Innsbruck—Achensee), 5146 (Ötztal), 5246 (Sölden und St. Leonhard), 5247 (Sterzing—Franzensfeste). Für das ganze Gebiet liegt die „Karte des Brennergebietes“ 1:50.000 (1920) vor. Randliche Teile sind auch auf der „Karte der Zillertaler Alpen“ 1:25.000 (1930) dargestellt (beide vom Deutschen und Österreichischen Alpenverein herausgegeben).

Bei der Begehung wurden die den oben aufgezählten Blättern der österreichischen Spezialkarte 1:75.000 zugrunde liegenden Original-Aufnahmesektionen 1:25.000 benützt.

Die Namen und Höhenangaben wurden im allgemeinen den Original-Aufnahmesektionen 1:25.000 entnommen. Bezüglich der Namen haben sich in einzelnen Fällen starke Abweichungen von den gebräuchlichen Ortsbenennungen ergeben und hier wurden dann die meist richtigen Bezeichnungen der Alpenvereinskarte gewählt.

Die Aufnahmsbegehungen wurden mit Unterbrechungen im Sommer 1929 und im Sommer und Herbst 1930 durchgeführt.

Zur topographischen Übersicht sei auf die obenerwähnten Karten verwiesen.

An älteren geologischen Bearbeitungen liegen vor: J. Blaas: „Erläuterungen zur Karte der diluvialen Ablagerungen in der Umgebung von Innsbruck“, mit Karte 1:75.000. (Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt, Wien 1890.) F. Frech: „Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen, mit besonderer Rücksicht auf den Brenner“. Hierzu Karte 1:75.000. (Wissenschaftliche Ergänzungshefte des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins 1905.) E. Hartmann: „Der Schuppenbau der Tarntaler Berge am Westende der Hohen Tauern (Tuxer Voralpen)“ mit Karte 1:12.500. (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1913.) A. Spitz: „Studien über die fazielle und tektonische Stellung des Tarntaler- und Tribulaun-Mesozoikums“. (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1918). B. Sander: „Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern“. (Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt, Wien 1920.) B. Sander: „Zur Geologie der Zentralalpen“. (Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt, Wien 1921.) O. Meier: „Studien zur Tektonik des Tauernfensterrahmens am Brenner“. (Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1925.) Dann die Blätter Innsbruck—Achensee von O. Ampferer und Th. Ohnesorge (1912) und Ötztal von W. Hammer, Th. Ohnesorge und B. Sander (1929) der österreichischen geologischen Spezialkarte 1:75.000 (beide mit Erläuterungen). Auf diese Arbeiten sei zur geologischen Orientierung verwiesen.

Um die Kosten der Drucklegung herabzusetzen, mußte die Arbeit leider in stark gekürzter Form erscheinen. Ungekürzt liegt sie in einem Exemplar im Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Innsbruck auf.

Morphologie des Grundgebirges.

Das Silltal ist, als Nordflügel der Brenner Senke weiteren Sinnes, schon alter, tektonischer Anlage. Morphologisch ist die Brenner Senke und mit ihr das Silltal zurückverfolgbar bis etwa in Mitteltertiärzeit.

Die Brennersenke in diesem engeren Sinn ist eine weite Mulde mit Mittelgebirgsformen; beiderseits überragt von Hochgebirge, den Tuxer Alpen (Zillertaler Alpen) im E, den Stubaijer Alpen im W. Das mittelgebirgige Zwischenstück stellt den Rest einer alten, mitteltertiären Gebirgsoberfläche vor. Unter ihr folgen, in Resten erhalten, zwei weitere, tiefere (jüngere) Flächensysteme. Alle drei sind, speziell für das Brennergebiet, von Klebelsberg bearbeitet worden (Klebelsberg R.: „Der Brenner“, Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, 1920; „Die Hauptoberflächensysteme in den Ostalpen“, Verhandlungen der geologischen Bundesanstalt, Wien 1922. In beiden weitere Literaturangaben).

Diese mitteltertiäre Abtragungsfläche, die besonders in den Kämmen Sattelberg (2114 *m*)—Port Jöchel (2111 *m*) und Nöblacher Joch (2232 *m*)—Truna Joch (2166 *m*) entwickelt ist, setzt sich in die Seitentäler hinein fort, hier etwas ansteigend. Die Firubecken im Talhintergrund und die davor gelegenen Talstücke gehören ihr an. In den Seitentälern östlich der Sill sind es die weiten Kare und Firnbecken im Talhintergrund (Olperer-, Alpeiner Ferner, Schwelle bei 2300 *m*) im Gschnitz Tal besonders das Gebiet der Simminger Alm (2000 *m*). Weiters gehören diesem Flächensystem noch die Kare an den Seitenkämmen an.

Das nächsttiefere System ist in seiner Flächenausdehnung ungleich beschränkter, es umfaßt nur mehr schmale Felsterrassen an den Talflanken (Stein Alm 1737 *m*—Kerschbaumer Berg, westlich oberhalb des heutigen Brennerpaß Tales; Padauner Sattel 1580 *m*). Das dritte, tiefste System in der Brenner Gegend wird durch das heutige Brenner Paß Tal (1370 *m*) vorgestellt.

Weiter talauswärts erscheinen die Reste noch tieferer Flächensysteme; das wichtigste von ihnen ist der Felssockel der Inntal Terrasse (Innsbrucker Mittelgebirge 1000—900 *m*).

Für die eiszeitliche Vergletscherung war lediglich das oberste, älteste Flächensystem von weitgehender Bedeutung. Es lag lange Zeit ober der Schneegrenze und bot weitausgedehnte, sanft bis mäßig geneigte Flächen zum Absatz und zur Speicherung von Schnee, bzw. Firn. Schon das nächsttiefere Flächensystem hingegen blieb, zur Hauptsache wenigstens, dauernd unter der Schneegrenze und bot auch keine ähnlich großen und günstigen Flächen mehr.

Die Talenden der Zone oberster Verflachung griffen besonders auch vom N her in die Bergkämme ein, so daß sich großenteils auch noch expositionsweise Begünstigung hinzugesellte. Durch Eigenvergletscherung wurden die präglazialen Talenden mehr oder weniger „Kar“-förmig ausgeweitet; besonders war eine solche selbständige glaziale Formbildung vor und nach der Hocheiszeit möglich. Diese „Kar“-förmigen oder „Kar“-ähnlichen Talschlüsse halten sich mit dem Flächensystem, dem sie angehören, in ziemlich beständiger Höhe; in mittleren Teilen der Brennersenke 2200—2100 *m*, in den Seitentälern steigen sie bis über 2300 *m* an. Wenn trotzdem in verschiedenen hohen Karen zu gleicher Zeit annähernd gleich große Gletscher lagen (bei Karen gleicher Größe und Exposition) so wird dies verständlich durch die Tatsache, daß auch die Schneegrenze vom Silltal aus gegen die Hochgebirgsstöcke ansteigt.

Auf die Form der Kare haben selektive Umstände Einfluß. Im Quarzphyllit sind die Kare seichter, es fehlt meist eine Karschwelle und ein schöner Karboden. Die Sohle geht allmählich in den Berghang über. Durch leichtere Verwitterung sind die Karwände abgeflacht, der Karboden ist mit Blockwerk überschüttet. Das Kar erscheint gewissermaßen verfallen. (Blockkare im Vikar- und Arz Tal. Etwas besser ausgebildet sind die Kare im Kalkphyllit. Der Karboden ist hier meist sanft geneigt, die Karwände sind steil, das Kar selbst ist daher stark beschattet. (Kare im Kamm Schafseitenspitze 2604 *m* — Bendelstein 2422 *m*.) Ähnlich sind die Kare im Zentralgneis. Auch hier ist der Karboden sanft geneigt, deutlich rückfällige, felsige Karschwellen fehlen aber im Gebiet. Die schönsten Karformen treten in Kalk- und Dolomitbergen auf. Sie weisen eine rückfällige Karschwelle auf (Serles Grube). Nur in den Karen Padaster und Padreil fehlt diese, hier wird der Karboden vom Quarzphyllit gebildet.

Auf die Anordnung und Lage der Kare im Gebiet wirkte sich sehr schön strukturelle Selektion aus.

Östlich der Sill, im Venna-, Vals-, Schmirn- und Navis Tal, sind Kare ungleich schöner in Nord- als in Südauslage vorhanden. Besonders in den drei erstgenannten Tälern sind die nördlichen (sonnseitigen) Hänge

völlig ohne Gliederung. Die Ursache hiefür liegt im Verhältnis zur Schichtstellung. Die genannten Täler verlaufen annähernd mit dem Schichtstreichen (E—W), so daß bei dem vorherrschenden Einfallen der Schichten nach N die nördlichen Talseiten Schichtköpfen, die südlichen Schichtflächen entsprechen. Daher wurde die Tiefenlinie fortzu nach N gedrängt und die nördlichen Talhänge fortzu unterschritten, so daß sich in ihnen keine tiefergreifende Gliederung entwickelt hat. In den Schichtflächen hingegen liegen die mit Kare abschließenden Quell- oder Ursprungstäler.

Den Mulden im Mittelgebirge der Brennersenke fehlen eigentliche Kare, weil hier die Vergletscherung anscheinend zu wenig lang selbständig war.

In den westlichen Seitentälern sind Kare an beiden Talflanken gleichmäßig entwickelt.

Gletscherschliffe, als die unmittelbaren Formwirkungen der Gletscher sind im Gebiete am häufigsten in den Karböden und deren unmittelbarer Umgebung zu beobachten. Die meisten Kare des Brenner Gebietes weisen einen mit Rundhöckern und Gletscherschliffen reich besetzten Boden auf. Daher finden sich Gletscherschliffe auch auf mindergeeigneten Gesteinen. Sie sind sehr schön im Quarzphyllit (hinteres Vikar- und Arz Tal), im Zentralgneis (Tscheich Kar) und im Glimmerschiefer (Simminger Alm—Mittereck). Während Gletscherschliffe und Rundbuckel in den Karen Erosionserscheinungen am Gletscheruntergrund sind, treten Schliffkehlen als Schlifferscheinungen an der oberen Gletschergrenze auf. Schliffkehlen sind jedoch nur vereinzelt anzutreffen. Es sind scharfe Knicke und mit anschließender Kerbung am Hang. Sie treten nur im hinteren Valser Tal, am Hang der „Hohen Kirche“ und am Berghang hinter der Bremer Hütte auf. Im Valser Tal, am nördlichen Talgehänge der Hager Spitze (2689 m) — Riepen Spitze (2538 m), ist ebenfalls die obere Schliffgrenze des Eises zu erkennen. Sie folgt einer Linie, die von P. 2484 talaus zieht, wobei sie etwas absinkt. Der vom Gletscher geschliffene Teil unterhalb dieser Linie hebt sich schön vom darübergelegenen ab. Hier ziehen scharfe Grate und Rippen vom Kamm herab, unterhalb sind die Hänge glatt abgeschliffen, ohne wesentliche Gliederung.

Am Grunde der tieferen Täler sind Gletscherschliffe sehr selten, da die felsigen Talsohlen meist verschüttet und auch die Berghänge meist schuttverkleidet sind. Bei „Knofl“, außer Pfons, liegt im inneren Silltal der einzige Gletscherschliff mit S—N gerichteten Schrammen. Häufiger sind Rundbuckel. Solche treten zahlreich auf der Felsterrasse des NöBlach auf, dann im Bereich der Inntalerrasse. Hier liegen abgeschliffene Kuppen südlich Igl; die Lanser Köpfe und das Blumes Köpfl sind solche.

Ein Gletschertopf findet sich südöstlich Igl, am Rande eines Rundhöckers. Es ist eine etwas über $\frac{1}{2}$ m weite und 1 m tiefe, runde Auskolkung im Fels, die nach ihrer Lage am besten als Gletschertopf zu deuten ist.

Ein sehr schöner Gletscherschliff liegt am Fuße der Inntalerrasse (westlich der Sill) südlich der Bundesbahnremisen.

Neben diesen unmittelbaren Einzelwirkungen gibt sich die Gletschererosion dann auch im Gebiete verschiedentlich in der Form der Täler zu erkennen.

Ein sehr schönes Trogtal ist das Gschnitz Tal inner Trins. Es dürfte auch wesentlich übertieft sein, nach der Mündungsstufe (über 100 m) des Sandes Tales zu schließen. Diese kann kaum anders, als durch Eiserosion erklärt werden. Einen sehr schönen Trog bildet das Valser Tal inner der Kaser Alm. Schwächer ist die Trogform im äußeren Talstück. Sehr deutlich tritt sie wiederum im „Kaserer Winkel“ (Inner Schmirn) hervor. Die Größe der Ausweitung und Übertiefung in diesen Tälern läßt sich nicht bestimmen. In allen diesen Trogtälern sind Felsschwellen nicht nachweisbar. An anderen Stellen ist Übertiefung des Talbodens im Auftreten von Felsschwellen am Talausgang erkenntlich. Die übertiefte Wanne reicht meist bis an den Fuß der Steilstufe im Talhintergrund. Im Venna Tal beginnt die Felsschwelle bei der kleinen Mühle am Bach, gleich außer Venn (1453 m) und reicht bis gegen die Seebergl Alm Hütte. Die Übertiefung in diesem kurzen Tal ist anscheinend beträchtlich und reicht bis an den Fuß der höheren Talstufe. Auch das Valser Tal und das Schmirn Tal sind derartig übertieft. Im Valser Tal beginnt die Felsschwelle etwa 600 m östlich von P. 1228 und reicht $1\frac{1}{2}$ km talaus. Die Wanne ist mit Schutt angefüllt. Mit dem späteren Durchschneiden des Felsriegels hat der Bach auch die Schuttfüllung angeschnitten, was zur Bildung junger Uferterrassen führte. In Schmirn beginnt die Felsschwelle bei P. 1350 und zieht bis gegen St. Jodok hinaus. Eine deutliche Übertiefung weist auch der Graben des Weidereich (Weiricher) Baches (Navis-Südseite) auf. Etwa 400 m außer P. 1605 schneidet sich der Bach in engem Tal durch die Felsschwelle durch, während dahinter eine weite Mulde vom Bachschutt angefüllt ist. Sie reicht bis zur Unteren Kuperberg Alm.

Die Felsriegel am Ausgang der Täler sind wohl durch Eisstau und damit verbundene Herabsetzung der Erosionstätigkeit zu erklären.

Die meisten Seen des Brennergebietes sind in ihrer Entstehung durch die eiszeitliche Vergletscherung und ihre Folgeerscheinungen verursacht. In kleinen Gletscherauskolkungen des Felsens liegen die „Seen“ der „Seegrube“ und der „Blaue See“ im hinteren Vikar, der Lauterer See und der Simminger See im Gschnitz Tal. Stellenweise dämmt Moränenschutt kleine Wasserbecken ab (Moränenseen), wobei meist Felswannen vorgegeben sind. Derartige Seen sind der Wildsee, der Klammsee, die kleinen Wassertümpel im Habichtkamm und ähnliche. Der Obernberger See und der Brenner See sind durch postglaziale Bergstürze aufgestaut worden.

Die stadialen Moränenablagerungen.

(Stark gekürzt.)

Für die Feststellung von Moränenablagerungen dient als Hauptgesichtspunkt die Oberflächenform. Am leichtesten kenntlich sind in dieser Hinsicht die Moränenwälle in den Karen. Maßgebend für die Altersbestimmung eines Walles ist seine Höhenlage, beziehungsweise der Abstand von der heutigen Schneegrenze. Zur Ermittlung derselben dienen Angaben in der Literatur, zuverlässige mündliche Mitteilungen objektiver Alpinisten, Hüttenwirte und Bergführer sowie eigene Beobachtungen. Zur Höhenlage kommen noch Exposition und Formverhältnisse des Nähr-

gebietes hinzu. Auch der erste, persönliche Eindruck im Gelände spielte in der Altersbestimmung eine Rolle.

Ein Beispiel mit allgemeiner Gültigkeit soll dies näher ausführen: Die kleine Mulde der Hüttenberg Alm (1560 *m*) am Nordabfall von Saxalpenwand—Silles Köpfl wird gegen das Valser Tal von einem 2 *m* hohen Stirnwall abgesperrt. Rechts schließt eine Seitenmoräne an. Der Wall erfordert eine Schneegrenze bei 2100 *m*, das ist 600—700 *m* unter der heutigen. Zuzufolge der schattigen Lage wird das Einzugsgebiet trotz des verhältnismäßig niederen Hintergeländes (Saxalpenwand 2539 *m*, Silles Köpfl 2419 *m*) ausreichend groß. Der Wall hat demnach Gschnitz Alter.

Oberstes Silltal (Griesberg).

Die Moränen dieses Tales sind von Klebelsberg (14)¹⁾ beschrieben worden. Am Ausgang des Tales (beim Griesberger Hof) liegt die linke Seitenmoräne eines Gschnitz Gletschers. Auf der Griesberg Alm, bei 1980 *m*, liegen mehrere Wälle tief herabreichender Daun Gletscher; höhere Daun Stände liegen beim Wildsee (Blockwälle bei 2280 *m*). An die Steilabstürze von Wolfendorn und Wildsee Spitze angelehnt, breiten sich Blockschutfelder aus. Tiefer unten ist der Karboden vom Gletscher stark abgeschliffen, doch wird der Charakter eines Gletscherschliffes durch das spätere Einschneiden der Bäche wieder verwischt.

Venna Tal.

Im großen Kar des Talschlusses liegt im Vorfeld des kleinen Gletschers am Westhang des Kraxentrager (Schneegrenze ober 2700 *m*) eine Fünfziger Moräne. An der Südseite des großen Kares zieht ein Wall von 2280 bis 2030 *m* (annähernd Daun). Der Karboden ist in oberen Teilen von jüngerem und älterem Moränenschutt bedeckt, tiefer unten erscheinen auch Gletscherschliffe.

Am Nordhang des Griesherges liegt bei 2000 *m* ein kleiner, von Zirbenwald bestandener Blockwall (tiefes Daun).

Am Ausgang des Venna Tales liegt am linken Berghang (Seebergl Alm, 1369 *m*) Moränenschutt. Er bildet eine sanft geneigte Verebnung. Wenn auch eine Wallform fehlt, so ist der Schutt doch dem Wall beim Griesberger Hof (siehe oben) an die Seite zu stellen (Gschnitz).

Valser Tal.

Das hintere Valser Tal beherbergt noch zwei kleine Gletscher und stark im Abschmelzen begriffene Eisfelder. Die Schneegrenze ergibt sich zwischen 2800 und 2900 *m*. Sie sinkt gegen das Silltal bis gegen 2700 *m* ab.

Im Vorfeld der kleinen Gletscher liegen rezente Moränen, meist Fünfziger Stände.

Im Kar der Inner Tscheisch Alm liegen am Aschaten Ferner kleine rezente Wälle; nördlich P. 2331 kleine Wälle der Daun Zeit;

¹⁾ Die Zahlen verweisen auf die Nummern des Literaturverzeichnisses am Schlusse der Arbeit.

ebensoiche liegen in der Karmitte bei 2040 bis 2020 *m*. An der Karschwelle, bei 1860 *m* (bei der Galt Hütte am Wege von der Landshuter Hütte nach Vals) liegt ein Ufermoränenwall. Er erfordert eine Schneegrenze zwischen 2300 und 2200 *m*, das sind rund 500 *m* unter der heutigen. Er gehört in eine Gruppe von Moränenwällen, die im Aufnahmegebiet allgemein weite Verbreitung hat und stets eine Schneegrenze 400 bis 500 *m* unter der heutigen erfordert. Da diese Gruppe von Moränenwällen sich näher dem Gschnitz als dem Daun anschließt (im Gschnitz Tal beträgt der Senkungsbetrag der Schneegrenze sogar bis gegen 600 *m*), sich aber nicht in jenes einordnen läßt, möchte ich, im Einvernehmen mit meinem Freunde Josef Ladurner, für dieses, zwischen Gschnitz und Daun gelegene Stadium den Namen Gschnitz II in Anwendung bringen (Senkungsbetrag 400 bis 500 *m*). Für das eigentliche Gschnitz Stadium (Senkungsbetrag 600 *m*) möchte ich im folgenden den Namen Gschnitz I verwenden. Die bisher als Gschnitz bezeichneten Wälle fallen daher unter Gschnitz I.

Am Kamm Saxalpenwand—Silles Kogel liegen im Kar der Ploder Alm mehrere Endmoränen kleiner Daun Gletscher (unter der Saxalpenwand bei 2340 und 2240 *m*, unterm Silles Kogel bei 2050 *m* und unterm Silles Jöchl bei 2020 *m*). Bei der Hüttenberg Alm (1560 *m*) liegt eine schöne Gschnitz I Moräne (siehe S. 434). Ganz ähnlich sind die Verhältnisse im westlich benachbarten Silles Kar. Bei 2200 *m* liegen Daun Wälle, auf der Brünner Alm, bei 1600 *m*, ein Wall aus Gschnitz I, bestehend aus Stirn- und rechter Seitenmoräne. Am selben Kamstück liegen am Padauner Berg (Nordwesthang) bei 1980 und 1920 *m* Gschnitz II Wälle.

Schmirn Tal.

Seine Quelltäler greifen bis an den heute noch vergletscherten Tuxer Hauptkamm vor. Die Schneegrenze liegt zwischen 2800 und 2900 *m*.

Im Kaserer Winkel liegen außer einem kleinen rezenten Wall am Kaserer Ferner, vornehmlich Wälle der Daun Zeit: in der Scheiben-Grube ober P. 2254, in der Lang Grube (Seitenmoräne) zwischen 2100 und 2180 *m*, unterm Tuxer Joch bei 2300 und 2200 *m*.

In der Joch Grube liegen Stirnwälle eines kleinen Kargletschers bei 2130, 2060 und 1970 *m*. Die oberen beiden sind Gschnitz II Stände, der unterste reicht schon an Gschnitz I heran.

Am Nordwesthang der Hörndl Spitze (2632 *m*) zieht eine sehr schöne Moränenablagerung herab. Wälle liegen bei: 2260, 2140 und 2020 *m* Gschnitz II; bei 1830 *m* (Stirnwall mit beiderseitiger Endmoräne) Gschnitz I.

Die Zunge des Wildlahner Ferners begleiten drei Paare von rezenten Wällen. Ungefähr 2,5 *km* talaus, bei P. 1885, liegt ein undeutlicher Stirnwall. Auf der rechten Talseite schließt eine 800 *m* lange, meist rückfällige Seitenmoräne schräg hangaufwärts an. Es liegt hier die Endmoräne des Wildlahner Ferners der Daun-Zeit vor. Daun-Moränen liegen auch nordwestlich unter der Schöber Spitze (2609 *m*) bei 2200 *m* und an der Ostseite der Hager Spitze bei 2200 *m*.

Nach der Vereinigung von Kaserer- und Wildlahner Tal begleitet auf der linken (südlichen) Talseite eine gut ausgebildete Seitenmoräne das Tal. Sie beginnt knapp inner der Kirche von Schmirn (1422 *m*) und läßt sich über 800 *m* weit verfolgen. Sie ist vom Talboden aus gegen 40 *m* hoch, außen maximal 4 bis 5 *m* rückfällig. In der Ufermulde tritt hin und hin stark lehmiger Moränenschutt zutage (Quellaustritte). Zufolge der orographischen Verhältnisse der beiden Quelltäler wurde der Wall von einem Gschnitz I Gletscher aus dem Wildlahner Tal abgelagert.

Der Karlingkamm Hager Spitze (2689 *m*)—Ulten Spitze (2172 *m*) trägt zahlreiche, meist sehr schön erhaltene Moränenwälle: Daun Moränen liegen in der Mulde zwischen Hoher Napf (2247 *m*) und Hager Spitze bei 2130 *m*, im „Inneren Kar“ bei 2040 und 1980 *m*, im „Mittleren Kar“ bei 2220, 2170 und 2100 *m*, im „Äußeren Kar“ bei 2300, 2200 und 2100 *m*. Gschnitz II Wälle liegen am „Auer Berg“ bei 2100 *m* und, von einem Gletscher aus dem „Äußeren Kar“ stammend, bei 1640 und 1580 *m* und weiter östlich im Wald bei 1600 *m*, von einem Gletscher aus „Innerem“ und „Mittlerem Kar“.

Auf der Paßsenke des Tuxer Joches sind Rundbuckel und wellige Hügel. Zum Kaserer Winkel (gegen W) fällt das Joch mit scharfer Kante ab, die dem Tuxer Tal zugekehrte Seite zeigt abgeschliffene Formen. Es hat hier ein Eisübertritt über das Joch vom Tuxer Tal nach Inner Schmirn stattgefunden; aus der Höhenlage geht hervor, daß dies vor „Gschnitz I“ gewesen sein muß.

Padaster Tal.

Im kleinen Padaster Tal, das, von der Westseite der Schafseiten Spitze (2604 *m*) herunterführt, liegen kleine Moränenwälle bei 2100 *m* (Daun), bei 2000 und 1950 *m* (Gschnitz II).

Naviser Tal.

Im Navis Tal sind alte Moränenformen sehr zahlreich. Die heutige Schneegrenze liegt, wie, am wenig nördlich gelegenen Rosen Joch festgestellt werden kann, zwischen 2700 und 2800 *m*. (Bei den Lokalnamen sind hier meist die richtigen Bezeichnungen der Alpenvereinskarte gewählt.)

Es sind folgende Moränenstände vertreten:

Daun Moränen: Auf der Kupferberg Alm (bei 2260 *m*), im „Geierskamp“ (um 2000 *m*), in der Basten Grube (bei 2220 *m*), „Im Gröbl“ (bei 2230 und 2190 *m*), an der Westseite des Sontiger (bei 2100 *m*), an der Nordseite des Bendelstein (bei 1980 *m*), im „Eisenkarl“ (bei 2420 *m*), am Südabhang des Grünberger (bei 2420 *m*) und im Kar am Südabhang von Kreuz Jöchl-Mieskopf (bei 2400 *m*) (14).

Gschnitz II Moränen: (Diese sind im Naviser Tal besonders schön und zahlreich), nördlich unter P. 2342 (Weiricher Egge, bei 2230 *m*), auf der Kupferberg Alm (zwischen 2180 und 2100 *m*, mitunter bis 5 *m* hoch); im Kar der Stuxner Alm (zwischen 2200 und 2100 *m*), am Fuße der Karschwelle des „Geierskamp“ (bei 1800 *m*), auf der Müller Alm (bei

1900 m), an der Westseite des Naviser Reckner (bei P. 2268), unterhalb des Klamm Sees (bei P. 2207), in der Mulde zwischen Nördlicher und Südlicher Schober Spitze und P. 2379 (bei 2200 m), westlich davon, unter P. 2367 und P. 2332 (Mölser Scharl bei 2260 m), südöstlich der Sonnen Spitze (2575 m) (bei 2160 m), unterm Naviser Jöchel (bei 2270 m), an der Südseite von Kreuz Jöchel und Mieslkopf (um 2300 m). Von diesen Vorkommen sind besonders die Wälle an der Karschwelle des „Geierskamp“, im Stuxner Kar, beim Klamm See und unterm Mieslkopf hervorzuheben.

Gschnitz I Wälle: Auf der Schranzenberg Alm (nächst P. 1880), auf der Kupferberg Alm (bei 1900 m, ein großer Stirnwall, auf dem die Kaser steht), bei der Unteren Kupferberg Alm (1740 m), bei der Urbas Alm (1660 m) (es ist eine 4 bis 5 m rückfällig vom Hang getrennte, rechte Seitenmoräne. Sie reicht bis 1610 m hinab. Die Almhütten stehen auf ihr), auf der Klamm Alm (bei 1960 m), auf der Schneider Alm (bei 1580 m, verwaschene Wälle), schließlich westlich des Hirschstein (bei 1870 m, eine kleine, aber deutliche Moränenzunge).

Schlern Wälle: Auf der rechten Seite des Grabens, der von der Bastengrube herunterzieht, springt, gleich ober der Kirche von Navis (1343 m), ein bewaldeter Rücken vor, an dessen Fuß, gegen die Kirche hinab, stark lehmiger Moränenschutt aufgeschlossen ist. Der Rücken dürfte ein Rest der Endmoräne eines alten Gletschers aus der Bastengrube sein. Er läßt sich aber mit der Gschnitz Schneegrenze (600 m unter der heutigen) nicht mehr erklären, sondern er fordert eine weitere Senkung um 200 m und ist demnach den Wällen am Ausgang von Arz- und Vikar Tal an die Seite zu stellen (Schlern Moräne).

Außerdem sind im Navis Tal noch Wälle aus der ersten Rückzugszeit der letzten Großvergletscherung (Würm) vorhanden. Am freien Talgehänge an der Nordseite des Sontiger (2397 m) zieht bei 1830 m eine etwa 1 m rückfällige Leiste rund 60 m weit entlang. Sie bildet das Gegenstück zu den Wällen an der gegenüberliegenden Talseite, am Südabhang des Mieslkopf. Bei der Kaser der Strobl Alm beginnt hier ein verwaschener Wall. Er zieht, meist $\frac{1}{2}$ m rückfällig, in Höhen um 1880 m gegen die Mieslmäher vor, von wo schon Klebelsberg (14) derartige Wälle erwähnt hat.

Am Nordabhang des Kreuz Jöchels (2539 m) breiten sich gegen N abdachend die wellig-buckeligen Hänge der Griff Alm (Roßböden) aus. Gegen das Schmirn Tal (Kluppen Tal) brechen sie mit scharfer Kante steil ab. Bei den für Firnbildung günstigen Bedingungen im Gebiete der Tarntaler Berge und den hierfür ungünstigen im inneren Schmirn wird ein (wohl hocheiszeitlicher) Eisüberfluß aus dem Navis- ins Schmirn Tal wahrscheinlich gemacht.

Pfoner Graben (Mieslkopf, W).

An der Westseite des Mieslkopf liegt eine wohl ausgebildete Gschnitz I Moräne bei 1900 m (14). Höher oben folgen etwa zehn weitere, deutliche Wälle jüngerer Gletscherstände. Sie werden im Karhintergrund von Firnhaldenstirnwällen der Daun Zeit abgeschnitten.

Arz Tal.

Im Arz Tal sind glaziale Ablagerungen nur sehr spärlich ausgebildet, was mit den Formverhältnissen im Talhintergrund zusammenhängt. Dieser steigt treppenartig mit steilen, oft senkrechten Wänden zu den Almböden (Penzenböden, Rosengarten) an.

Auf der Westseite des Rosenjoches (2798 m), als der einzigen Stelle in den Tuxer Voralpen, lag ein Firnfeld. Es zeigte eine Schneegrenze zwischen 2700 und 2800 m an. Im heißen Sommer 1929 war es aber völlig abgeschmolzen.

Unterm Vikar Jöchl liegt bei 2390 m ein Daun Wall. Am Südfuß der Kreuzspitze liegt bei 2620 m ein rezenter Blockwall. Von ihm hangabwärts zieht eine prachtvolle Rundbuckellandschaft mit schönen Gletscherschliffen und flachen Wannen mit sumpfigen Schwemmböden. Der gute Erhaltungszustand dieser glazialen Erosionserscheinung macht es wahrscheinlich, daß sie von verhältnismäßig jungen Gletschern geschaffen wurden (Daun). An der Westseite des Grünberger liegt bei 2700 m ein rezenter Wall. Zwei kleinere Daun Wälle liegen nördlich unter P. 2556. Im Bereich der Ochsen Alm beginnt eine schöne Rundhöckerlandschaft. Weiter talaus liegt viel Bergsturzmaterial.

Der Ausgang des Arz Tales wird durch einen Stirnwall (J. Blaas, Führer) (17) verbaut, wodurch der Falkasaner Bach zu eigenetischen Einschneiden in den (ursprünglich) rechten Talhang gezwungen wurde. Der Wall reicht von 1360 bis 1100 m herab. Er besteht zur Hauptsache aus feinem Material. Er hat gleiche Lage und gleiches Alter, wie der Wall am Ausgang des Vikar Tales (siehe S. 439).

Vikar Tal.

Im hintersten Vikar, in der Mulde untem Vikar Jöchl, liegen drei rezente Blockwälle.

In der Seegrube und beim „Beschriebenen Stein“ sind sehr schöne Gletscherschliffe. Bei letzterem hat der Bach in den vom Gletscher schön gerundeten Felsriegel am Vorderrand mehrere tiefe, dabei sehr enge (bis $\frac{1}{2}$ m breite) Spalten geschnitten; wahrscheinlich schon zu einer Zeit, als das Gebiet noch vergletschert war.

Weiter talaus, am Hang gegen den Vikar Alm-Hochleger, liegen bei 1970 m verwaschene Stirnwälle. Solche sind auch auf der Vikar Alm (1926 m) selbst. Auch gegenüberliegend aus dem Kar untem Morgenkogel zieht Moränenschutt hinab. Tiefste Wälle liegen bei 1980 m, oberste bei 2350 m. Die Wälle um 1900 m stellen hochgelegene Gschnitz I Stände vor. Die Wälle bei 2350 haben Daun Alter.

Nordöstlich ober der Vikar Alm liegen bei 2190 m Gschnitz II Wälle.

Daun Moränen liegen noch unter der Sonnenspitze bei 2365 und 2330 m, untem Glungezer bei 2390 und 2330 m.

Am Ausgang des Vikar Tales, ober Mühlal, liegen auf der linken Talseite drei Stirnwälle, auf der rechten ein wenig deutlicher. Links ziehen die Wälle von 1300 bis 1100 m schräg hangab. Sie sind 6 bis 8 m hoch. Im Vorgelände liegt lehmige Grundmoräne, die sich ober Tillingen nicht von Grundmoräne der letzten Großvergletscherung (Würm) trennen läßt.

Für die an den Ausgängen von Arz- und Vikar Tal gelegenen Endmoränen kann bei der gleichen Lage auch gleiches Alter angenommen werden. Die Arztaler Moräne wurde früher zu Gschnitz (I) gestellt (17) (14). Sie und auch die Wälle ober Mühlthal lassen sich aber besser dem Schlern Stande zuordnen.

Obernberg Tal.

In der Inneren Wildgrube liegt bei 2260 *m* der linke und rechte Ast eines Stirnbogens (Daun).

An der Südseite des Muttenjoches liegt ein Wall bei 2200 *m*, ein weiterer bei 2060 *m*. Dieser hat Gschnitz I Alter, der höhere stellt einen späteren Halt dieses Gletschers vor.

Bei P. 2019, unterm Hohen Kreuz, liegt eine Moränenzunge bei 1920 *m*. Auch sie stammt aus Gschnitz I Zeit.

Im Kamm Roth Spitze-Sattelberg wie auch im Kamm Truna Joch-Nöblacher Joch fehlen Moränenwälle. Wohl täuschen mitunter Gehänge-ritsche solche vor.

Bei der Ortschaft Obernberg liegen zahlreiche runde Moränenkuppen. Bis etwa 1 *km* außer P. 1365 ist der Talboden übertieft. Die Wanne ist oberflächlich mit Bachschutt angefüllt, aus dem die Moränenhügel wie höchste Wallteile herausragen. Kerner (11) und Penck (17) haben den Wall als Gschnitz (I) bezeichnet.

Gschnitz Tal.

Im Gschnitz Tal ist die heutige Schneegrenze (in inneren Teilen) zwischen 2800 und 2900 *m* sicher nicht zu tief angesetzt. (Völliges Ausapern der Gletscher im Talhintergrund im Sommer 1929.)

Die rezenten Wälle des Simminger Ferners (1820, 1850 und 1890) hat H. Kinzl (13) beschrieben.

Ober dem Lauterer See liegt bei 2420 *m* ein grober Blockwall. Er bedarf zu seiner Erklärung einer Schneegrenze bei 2600 *m*. Das frische Aussehen läßt ihn als ganz jung erscheinen (?Fünfziger).

Beim Lauterer See liegen noch zwei Wälle bei P. 2425 und bei 2360 *m*¹⁾ (Schneegrenze 2650 *m*). Sie sind frührezent.

Am Steilabbruch gegen die Lapoues Alm liegt eine Seitenmoräne (Schneegrenze 2400 *m*). Sie hat Daun Alter. Ein etwas höherer Stand dieses Gletschers hat eine Moräne ober P. 2002 (Simmingssee) zurückgelassen (13).

Südlicher Talhang. Im Vorfeld des Padrel Ferners liegen unterhalb P. 2716 Blockwälle. Im Kar unter der Weißwand Spitze liegt ein begrünter Wall bei P. 2159 (Schneegrenze 2400 *m*). Tiefer unten, auf der Schleims Alm, zieht von P. 1940 ein großer Moränenwall bis P. 1639 hinab (Schneegrenze 2200 bis 2100 *m*). In der Mulde unter P. 2458 und Garklerin liegt bei 2180 *m* ein Wall (Schneegrenze 2400 *m*). Tiefer unten, auf der Grübl Alm, folgt eine Moräne bei P. 1688 (Schneegrenze

¹⁾ (Schneegrenze 2650 *m*, 2400 *m* u. a.) bedeutet die vom Wall geforderte Schneegrenzlage!

2100 m). An der Nordseite der Garklerin liegt ein Wall bei 1930 m (Schneegrenze 2400 m).

Im Sandes Tal liegt ein Moränenwall, aus kegelförmigen Schutthaufen bestehend, hinter dem Naturfreundehaus (2100 m) (Schneegrenze 2400 m). Am linken Talgehänge zieht eine Moränenleiste von P. 1804 etwa $\frac{1}{2}$ km bis gegen 1740 m hinab (Schneegrenze 2200 bis 2100 m). Am Ausgang des Sandes Tales bei 1500 m, bildet Moränenschutt einen dem Talhang parallel laufenden Rücken. Ob es sich dabei um einen Moränenwall oder um eine Erosionsform in Moränenschutt handelt, ist nicht eindeutig zu entscheiden. Als Moränenwall würde er eine Schneegrenze bei 2000 m verlangen.

Im Martheier Tal liegt unterhalb des Muttenjoches, bei 2080 m, ein Wall (Schneegrenze 2300 m). An der Ostseite der Wetterkreuz Spitze liegen Wälle bei 2280 und 2150 m (Schneegrenze 2300 m). Aus der Mulde unter P. 2145 zieht eine Moränenzunge herab, Stirnwälle liegen bei 1950 und 1880 m (Schneegrenze 2000 m). Schließlich liegt am Martheier Bach, bei 1560 m, eine Ufermoräne des Hauptgletschers (Schneegrenze 2100 bis 2000 m).

Im Schmurzbachgraben liegen Wälle bei der Schmurz Alm (1967 m) (Schneegrenze 2200 bis 2100 m). In der „Schönen Grube“, nächst dem Truna Joch, liegt bei 2140 m ein kleiner Wall (Schneegrenze 2200 bis 2100 m).

Die Moränen am südlichen Gschnitztal-Gehänge gliedern sich, ihrer Höhenlage und der geforderten Schneegrenze nach, im allgemeinen in drei Gruppen: einer ersten, obersten Gruppe von Blockwällen, die schon äußerlich an ihrem Erhaltungszustand als rezent zu erkennen sind; eine zweite, mittlere Gruppe, deren begrünte Wälle zwischen 2200 und 2100 m liegen (Schneegrenze zwischen 2400 und 2300 m) — sie haben Daun Alter — und schließlich eine dritte unterste Gruppe mit Wällen zwischen 1900 und 1600 m (Schneegrenze zwischen 2200 und 2000 m). Die Wälle dieser dritten Gruppe haben mithin eine Schneegrenzsenkung in Gschnitz (I) Ausmaß. Die Wälle würden daher ohne weiteres als Gschnitz I erscheinen. Im Martheier Tal, auf der Schmurzalm und in der „Schönen Grube“ haben sie auch tatsächlich dieses Alter. Penck's Gschnitz (I) Moräne liegt bei Trins (1214 m). Es können demnach nicht gleichzeitig gleich alte Moränen auch im Talhintergrund liegen (Schleimsalm, Grüblalm), der ja noch zum Einzugsgebiet des großen Talgletschers gehörte. Diese Moränenwälle kann man nach Gschnitz II stellen. Handelt es sich aber am Ausgang des Sandes Tales tatsächlich um einen Wall, so hat er Gschnitz I Alter.¹⁾

Nördlicher Talhang: In oberen Teilen der Plattengrube liegt junger Blockschutt, tiefer unten, auf der Trauf Alm, folgt bei 2140 m eine schöne Moränenzunge (Schneegrenze 2500 m). Junger Blockschutt liegt

¹⁾ Penck's „Gschnitz“ Moräne bei Trins läßt sich zufolge ihrer tiefen Lage nur sehr schwer nach Gschnitz I stellen. Sie würde sich eher dem Schlernstande zuordnen lassen. Durch mündliche Besprechungen mit P. Beck (Vergleiche mit den Westalpen) wurde Verfasser in dieser Ansicht noch bestärkt.

Gleiches gilt auch vom „Gschnitz“ Wall bei Oberberg.

auch in der Trauler Bockgrube. Am rechtsseitigen Berghang zieht in ihr eine Ufermoräne entlang. Sie biegt bei P. 2304 ins Kar der Platten-grube zurück. Sie stellt den linken Uferwall einer Gletscherzunge aus der Bockgrube und den rechten einer solchen aus der Plattengrube vor. Eine Fortsetzung als Mittelmoräne ist nicht zu beobachten. Tiefer unten, bei 1980 und 1900 *m*, liegen — wohl dazu gehörig — Stirnwälle (Schneegrenze 2300 *m*). Ob am Beilgrubenferner rezente Wälle vorhanden sind, konnte wegen Neuschnee nicht beobachtet werden. Bei 2340 *m* liegt in der Beilgrube ein Blockwall. Er ist frührezent. Im Vorfeld des Glätteferner liegen rezente Wälle. Auf der Glätte Alm liegt eine sehr schöne Moränenzunge: die beiden Seitenwälle beginnen bei 2300 *m*, der Stirnwall liegt bei 2100 *m* (Schneegrenze 2400 *m*). Etwas westlich davon, nächst P. 2120, liegt ein Stirnwall (Schneegrenze 2400 *m*). Auf der Alfach Alm, nächst P. 2036, liegen Wälle (Schneegrenze 2300 *m*).

Die Wälle in diesem Abschnitt entsprechen den Wällen auf der gegenüberliegenden Talseite, nur liegen sie, der sonnigen Lage entsprechend, höher. Die tief gelegenen Wälle (Schneegrenze 2300 *m*) lassen sich den Gschnitz II Ständen zuordnen, die höheren (Schneegrenze 2500 bis 2400 *m*) haben Daun Alter. Es folgen dann noch frührezente und rezente Wälle.

Auf den Padaster Mähdern liegt Moränenschutt. An der Nordseite der Hohen Burg zieht von 1970 *m* eine Seitenmoräne bis 1820 *m* (Steilabfall zum Padaster Graben) vor (Schneegrenze 2300 bis 2200 *m*). Sie stellt die rechte Ufermoräne eines Gschnitz I Gletschers vom „Padaster“ herunter vor. Auf den Padreil Mähdern liegen Stirnwälle am Südabhang der Kesselspitze bei 2300 *m* und westlich des Kalbenjoches bei 2220 *m*; bei 2100 *m* ziehen Seitenwälle bergab (Schneegrenze 2300 *m*). Die Wälle bilden verschiedene Halte von Gschnitz I Gletschern ab.

Im Talgrund liegt der schon von Kerner (11) ausführlich beschriebene Endmoränenwall von Trins (1214 *m*) (17). Ein abgetrennter Rest der linken Seitenmoräne liegt am Südabhang der Hohen Kirche bei P. 1477. Kerner (11) glaubt, daß der Padaster Bach durch die Endmoräne eine Zeit lang zum See aufgestaut wurde. Eine Ablagerung dieses Sees wäre dann ein blaugrauer zäher Lehm, der unterm Sartheinwasserfall erschlossen ist. Irgendwelche gekritzte Geschiebe konnte ich nicht darin finden. Im Vorgelände der Trinser Endmoräne gibt Kerner (11) noch weitere Wälle an. Darauf soll später eingegangen werden (siehe S. 460).

Serles—Maria Waldrast.

Im kleinen Kar an der Ostseite des Kalbenjoches liegen zahlreiche Wälle bei 2220, 2140, 2110, 2100 und 2000 *m*; Seitenmoränen ziehen von P. 1958 gegen die Karschwelle vor. Die Wälle sind Gschnitz I Stände. An der Schwelle der Serlesgrube liegen Seitenmoränen zwischen 2100 und 2000 *m* (Schneegrenze bei 2200 *m*, demnach Gschnitz I).

Nächst Maria Waldrast versperrt bei P. 1525 ein großer, stark rückfälliger Stirnwall das trogförmige Tal, das vom Kalbenjoch herunter

führt. Gegen den linken Berghang geht der Wall in eine (rechte) Seitenmoräne über. An der Außenseite des Stirnwalles treten starke Quellen aus. Der Wall liegt anscheinend über älterer Grundmoräne, die sich sowohl gegen Maria Waldrast, wie auch weit ins Lange Tal hinein erstreckt. Der Stirnwall bei Maria Waldrast läßt sich bei dem für Firnbildung zwar geeigneten, aber sehr sonnigen Einzugsgebiet erst bei einer Schneegrenze bei 2000 *m* (800 *m* unter der heutigen) erklären. Er erscheint demnach als zum Schlern Stadium gehörig.

Die „Gschnitz“-Moräne bei Telfes-Mieders.

Penck (17) gibt einen Endmoränenwall (beziehungsweise seine Überreste) eines Gschnitz (I) Gletschers bei Mieders (953 *m*) an. Die Annahme gründet auf kuppigen Hügeln bei Mieders, auf Moränenschutt, den die Ruez anschneidet, und auf einem deutlichen Endwall an der Mündung von Gries- und Mühlbach. Die kuppigen Hügel bestehen aus gut geschichteten, gut gerollten und gut gewaschenen Schottern von gleichmäßigem Korn, kurz typischen Terrassenschottern. Der „Moränenschutt“ an der Ruez ist unterhalb Telfes erschlossen. Es ist reiner Murschutt, der auf Terrassenschottern aufsitzt. Er wurde in mehreren Murbrüchen abgesetzt, wie deutliche Trennungslinien erkennen lassen. Besonders sind es zwei vollkommen waagrechte, etwa 5 *cm* mächtige Zwischenlagen von feinem Sand. Der Murschutt wird nach oben von Grundmoräne vom Typus Hangendmoräne überdeckt und gehört demnach den Terrassensedimenten an (Riß-Würm Zwischeneiszeit). Zwischen Fulpmes und Mieders springen am rechten Talhang zwei schon von fern als Moränenwälle kenntliche Rücken vor. Der westliche, besonders gut ausgebildete löst sich bei 1080 *m* vom Berghang los. Er gewinnt rasch an Höhe, die Außenböschung beträgt bald über 40 *m*. Auf seiner Oberfläche verstreute Erratica und Moränenschutt mit zahlreichen gekritzten Geschieben aus dem Tallintergrund ergänzen die äußere Form. Penck bezeichnet den Wall als Gschnitz (I). Für einen so tief gelegenen Wall (Mieders 953 *m*) erscheint dies aber ganz unwahrscheinlich. Liegen doch Gschnitz I Moränen in anderen Nebentälern des Silltales meist am Ausgang der Seitengraben (siehe Valser-, Schmirn- und Navis Tal). Eine Gschnitz I Moräne liegt übrigens auch am Ausgang des Pinnis Tales, einem Seitental des Stubaitales), was sich auch nicht mit einem Ende des Hauptgletschers bei Mieders vereinen läßt. Der Wall hat, wie die gegenüberliegenden Wälle am Ausgang von Arz- und Vikar Tal, Schlern Alter.

Neder Tal—Saile (Nockspitze 2406 *m*).

Die beiden Kare an der Ostseite der Saile werden von Moränenwällen abgesperrt. Diese liegen im südlichen Kar bei 1900 *m*, im nördlichen bei 1975 *m*. Sie gehören nach Gschnitz I. Einem älteren Gletscherstande gehört ein in der Mitte vom Bach durchbrochener Wall bei P. 1540 im Neder Tal an. Auf dem rechten Ast steht die Kreiter Alm. Es ist ein Schlern Wall.

Die interglazialen Ablagerungen.

(Einschließlich Liegend- und Hangendmoräne.)

Im Grunde des Silltales liegen ausgedehnte Reste eines mächtigen Schuttkomplexes, der sich aus glazialen und interglazialen Ablagerungen zusammensetzt. Überwiegend sind es Ablagerungen, die mit den heute als interglazial angesehenen „Terrassensedimenten“ des Innetales zusammengehören und Moränenschuttmassen der letzten (Würm-)Eiszeit. Nur in geringen Resten sind erhalten basale Konglomerate („Matreier Konglomerat“) und Moränenreste unter den Terrassensedimenten (Liegendmoräne).

Das Matreier Konglomerat.

Nördlich Matrei, im Grunde des Silltales, tritt ein stark verfestigtes Konglomerat auf. Die Aufschlüsse liegen zur Hauptsache nördlich des Ferrosilizium-Werkes; der südlichste unterhalb der Straße, die von der Brennerstraße zu diesem hinabführt. Der Aufschluß ist unzugänglich. Es brechen die auf dem Konglomerat liegenden Schotter sehr steil zur hier reißenden Sill ab. Entlang der Sill erstreckt sich das Matreier Konglomerat etwa 1 km weit bis nahe unter Wächterhaus 84. Die größte aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt ungefähr 15 m. Das Konglomerat ist stark verfestigt, das Bindemittel ist kalkig-tonig. Die Gerölle, besonders die kleineren, sind gut gerundet, große Blöcke sind mehr kantig, wenn auch die Kanten abgeschliffen sind. Die Größe der Gerölle schwankt von Blöcken mit 1 m Durchmesser bis zu feinkörnigem Sand. Die Gerölle sind ihrer Größe nach gleichmäßig durch die ganze Ablagerung verteilt. Es ist höchstens eine leichte Anhäufung der großen Blöcke an der Basis zu erkennen. Schichtung ist nicht wahrnehmbar. Als Gerölle treten die verschiedenen Gesteine des Einzugsgebietes der Sill auf. Besonders augenfällig sind große Blöcke vom Tarntaler Mesozoikum (Kieselkalke und Kalktonschiefer) und von Zentralgneis. Kalk- und Marmorgerölle sind schlecht erhalten. Sie sind stark zersetzt. Die größeren derartigen Gerölle sind mit einer feingrusigen Zersetzungsrinde umgeben, während kleinere Gerölle durch und durch zersetzt sind. Gleichzeitig damit erfolgte Auslaugung, wodurch die Geröllkerne oft in Hohlräumen stecken. Der freie Raum ist dabei 1 bis 2 mm mächtig. Zum Teil sind die Kalkgerölle vollständig ausgelaugt und nur mehr die Hohlräume, in denen sie steckten, vorhanden. Die Wände der leeren, wie auch der von Geröllresten besetzten Höhlungen sind mit einer bis 1 mm dicken Kalksinterkruste ausgekleidet. Die kristallinen Gerölle hingegen sind teils überhaupt frisch, teils zeigen nur Feldspäte und Glimmer Zersetzungsspuren. Auf die Glimmerzersetzung geht auch der nicht unbedeutende Gehalt an Eisenverbindungen in Quellwasser zurück, das nächst dem Schleusenwärterhaus aus dem Konglomerat austritt. Die Liegende des Matreier Konglomerates bildet Grundgebirge eine abgeschliffene Oberfläche (Gletscherschliff?). Während in südlichen Teilen das Konglomerat von Terrassensedimenten überlagert wird (Profil 11a), bildet schräg südlich unter Wächterhaus 84 Grundmoräne das Hangende

(Profil 11b). Einwandfrei gekritzte Geschiebe konnten hier zwar nicht gefunden werden, doch ist die Grundmoräne stark lehmig und steht offenbar mit jener bei Wächterhaus 84 in Verbindung. Hier enthält sie häufig geschrämte Geschiebe und wird von Terrassensedimenten überlagert (Profil 11c). Es ist Liegendmoräne. Da demnach das Konglomerat von Liegendmoräne überlagert wird, ist es vor der Reißzeit abgelagert und verfestigt worden. Und da im Liegenden des Konglomerates anscheinend gletschergeschliffener Fels liegt, so dürfte das Konglomerat wohl eine interglaziale Bildung sein, dem Alter nach vielleicht der Höttinger Breccie vergleichbar. Zwischen Matreier Konglomerat und Terrassensedimenten ergibt sich schon durch die Gesteinsbeschaffenheit des ersteren eine scharfe Trennung. Auch vom Ampasser Konglomerat ist es weitgehend verschieden.

Die Liegendmoräne.

Es ist Grundmoräne im Liegenden der Terrassensedimente. Sie ist stets von grauer bis graublauer Farbe, stark lehmig. Die Geschiebe zeigen, soweit sie hierfür geeignet sind, deutliche Schrammen und Politur. Das ist besonders der Fall bei Kalk- (Dolomit-) Geröllen aus der Trias des Stubai- und Tarentaler Mesozoikums, bei Kalk- und Marmorgeschieben aus der Unteren Schieferhülle; nur spärlich zeigen auch noch Stücke von Kalkphyllit Schrammen. Die Mächtigkeit der Liegendmoräne ist nicht mit Bestimmtheit festzustellen, sie beträgt annähernd etwa bis zu 10 m. Dem Alter nach dürfte sie wohl hauptsächlich der Reißzeit angehören.

Aufschlüsse von Liegendmoräne sind nur wenige vorhanden. Der südlichste liegt knapp südlich des Berger Hofes (zwischen Steinach und Matrei) am rechten Sillufer. Über Grundgebirge steht stark lehmige Grundmoräne an. Sie enthält zahlreiche stark gekritzte und polierte Geschiebe. Sie hat eine Mächtigkeit von mehr als 2 m und liegt 1 m über der Sill. Überlagert wird sie von mächtigen, z. T. verfestigten Terrassenschottern (Profil 6).

Bei St. Kathrein (am Ausgang des Naviser Tales) liegt am Fuße des rechtsseitigen Talhanges Grundmoräne mit gekritzten Geschieben. Sie wird, wenigstens scheinbar, von Terrassensedimenten überlagert (?Liegendmoräne). Der Lage nach könnte es aber auch angepreßte jüngere Grundmoräne sein. Eine eindeutige Feststellung ist bei den gegebenen Verhältnissen nicht möglich. Auch am Weg von St. Kathrein nach Mühlen ist noch mehrfach Grundmoräne neben verfestigten Terrassenschottern erschlossen.

Auf der gegenüberliegenden Seite des Silltales, etwas südlich Matrei, sind bei den Höfen „Netscher“ und „Krummberger“ in die Terrassensedimente zwei Tälchen eingeschnitten, deren Sohle von Grundmoräne gebildet wird. Diese ist nördlich unterm „Netscher“ erschlossen: stark lehmig, mit zahlreichen gekritzten Geschieben und eindeutig von Terrassenschottern überlagert. Auch nach der Vereinigung der beiden Tälchen ist die Grundmoräne immer noch durch Sumpfwiesen kenntlich. Grundmoräne (?Liegendmoräne) mit gekritzten Ge-

schieben zieht über „Würstler“ bis auf die rechte Seite der Mündung des Stutzer Tales. Hier schließen an Moräne vorne geschichtete Schotter (Terrassenschotter) an. Diese könnten hier an Moräne angelegt sein (dann Liegendmoräne). Das Vorhandensein erwiesener Liegendmoräne in nächster Nähe läßt hier auch solches wahrscheinlich erscheinen.

Bei Wächterhaus 84 (außer Pfnos) ist Liegendmoräne in größerer Mächtigkeit erschlossen. Es ist graue, lehmige Grundmoräne mit schön gekritzten Geschieben, vom Matreier Konglomerat unter-, von z. T. verfestigten Terrassensedimenten überlagert (siehe auch S. 443). Diese Grundmoräne läßt sich noch weiter talaus in ungefähr gleicher Höhe bis über P. 992 verfolgen. Unterhalb Gedeier ist wieder die Überlagerung durch verfestigte Terrassenschotter sichtbar.

Auch jenseits (N) der Mündung des Arz Tales zieht oberhalb der Eisenbahn Grundmoräne entlang. Sie reicht bis P. 869 und bildet wohl die Fortsetzung der Liegendmoräne unter Gedeier und bei Wächterhaus 84 (Profil 12).

Zwei weitere Vorkommen von Liegendmoräne werden schon von Blaas (7) und Penck (17) erwähnt. Das eine ist bei *km* 9 der Brennerstraße; es ist heute nicht mehr erschlossen. Das andere liegt bei der Stefansbrücke. Es ist graublau, stark lehmige Grundmoräne, die etwas seitlich von Bändertonen überlagert wird.

Auf der rechten Seite des Silltales liegt schräg gegenüber, westlich und nordwestlich (Gluirsch Hof) unter Vill, am Talhang Grundmoräne. Nächst der Mühle an der Viller Straße ist sie erschlossen, sie ist lehmig und führt gut gekritzte Geschiebe. Eine Über- oder Unterlagerung durch Terrassensedimente ist hier nicht zu beobachten. Westlich Vill tritt der Moränenschutt durch die lehmige Bodenbeschaffenheit hervor. Dazu kommen noch mehrere Quellaustritte. Beim Bildstöckl unter P. 827 wird die Moräne scheinbar von Schollen verfestigter Terrassenschotter überlagert. Lage und Beschaffenheit der Vorkommen deutet eher, ohne eine eindeutige Entscheidung zu treffen, auf Liegendmoräne.

Ein eindeutiges Vorkommen von Liegendmoräne ist am Zirkenbach bei Mieders (im Stubai) erschlossen. Hier wird Grundmoräne, die zahlreiche, gekritzte Geschiebe enthält, von gutgeschichteten Terrassenschottern überlagert (Profil 15 und 15a).

Die Terrassensedimente.

Die Terrassensedimente sind Ablagerungen einer oder mehrerer Talzuschüttungsserien. Nach ihrer Korngröße gliedern sie sich in „Bänder Ton“, Mehlsand und Schotter. In inneren Abschnitten des Silltales reichen diese bis auf 1400 m, in äußeren Teilen bis auf 1100 m Höhe.

Die „Bändertone“.

Die Bändertone sind hier wie im Inntal lehmig-sandige Ablagerungen aus stehendem Wasser. Sie sind von bläulich grauer bis gelblich grauer Farbe. Schichtung ist bei den mehr sandigen „Tonen“ deutlich, je lehmiger sie werden, um so schwächer tritt sie hervor.

Durch vermutlich noch subaquatische Rutschungen und zufolge Aufquellen sind häufig Stauchungen eingetreten, die stellenweise zu intensiver Faltung und Fältelung geführt haben. Größere Gerölle fehlen den Bändertonen vollkommen, organische Einschlüsse konnten nicht gefunden werden. Ihre größte erschlossene Mächtigkeit beträgt etwas über 20 m.

Die Mehlsande.

Sie lassen sich von den Bändertonen nicht scharf trennen. Zwischen beiden bestehen alle Grade von Übergängen. Im wesentlichen sind es gelbgraue feine Quarz-Glimmer-Sande, stellenweise mit lehmigeren Zwischenlagen. Auch die Mehlsande sind wohl z. T. Ablagerungen aus stehendem Wasser. Tonreichere Sande sind schön geschichtet, reinen Sanden fehlt mitunter scheinbar Schichtung. Geschichtete Mehlsande weisen oft, ebenso wie die Bändertone, starke Faltung und Fältelung auf. Mehlsandlagen nahe der Oberfläche der Terrassensedimente enthalten mitunter, nachträglich eingepreßt, gekritzte Geschiebe. Außerdem sind in diesen Mehlsanden organische Reste mit ziemlicher Sicherheit nachweisbar (Gastropoden, Holzkohle, Knochenreste).

Die Schotter.

Die Schotter, deren Gerölle von feinstem Korn bis Kopfgröße schwanken, sind mehrere 100 m mächtige Ablagerungen. Schotter feineren Kornes sind am Aufbau nur untergeordnet beteiligt, sie treten nur als eingelagerte Linsen, dünne Bänder und Bänke auf. Fast durchwegs sind die Schotter gut geschichtet und nach Korngröße sortiert, lehmige Bestandteile sind ausgewaschen. Blöcke von einem halben Meter Durchmesser sind besonders in den Ablagerungen der Inntal Terrasse westlich Natters-Eichhof beteiligt. Die Schotter sind allem Anschein nach Flußschotter. Den obersten (hintersten) Ausläufern in den Seitentälern fehlt meist eine deutliche Schichtung, auch sind sie weniger gut gewaschen. Die Schichtung der Schotter ist selten flach oder waagrecht, meist fallen sie schwach gegen die Talmitte ein. An der Einmündung von Seitentälern sind an der Schichtung Deltaschotter ähnliche Schuttkegel zu erkennen. Es ist hier starke, besonders bei den Sanden bis ins Feinste gehende Kreuzschichtung ausgebildet. Häufig enthalten die Terrassenschotter auch stark verfestigte, nagelfluhartige Lagen. Diese lassen sich oft über weite Strecken verfolgen.

Die Vorkommnisse.

Im teilweise schluchtartigen Tal vom Brenner bis Stafflach fehlen Terrassensedimente vollständig.

Nur auf der Terrasse von Nöblach sind sie in einem kleinen Rest erhalten. Etwas oberhalb des Hotten Hofes (Hölderer Bauer), nördlich St. Jakob, sind am Hang Terrassenschotter erschlossen (Profil 1): Geschichtete gröbere und feinere Schotter mit zwischengeschalteten Mehlsandlagen. Die Schotter bestehen zur Hauptsache aus Talgesteinen, besonders Triaskalk und Dolomit. Es ist das höchste Vorkommen von Terrassenschottern im oberen Silltal (bei 1375 m).

Die nächsten Vorkommen von Terrassensedimenten liegen am Ausgang des Valser Tales bei St. Jodok und Stafflach.

Am Weg von Vals nach St. Jodok und am Valser Bach nächst der Kirche von St. Jodok sind Mehlsande aufgeschlossen (bei 1150 *m*), die ihrem Aussehen nach dem Verbands der Terrassensedimente angehören. Sie werden von Grundmoräne überlagert, die demnach Hangendmoräne ist (siehe Profil 2).

Östlich Stafflach (1100 *m*), hinter Wächterhaus 112, liegen Schotter. Ihr Material bilden hauptsächlich Brennerschiefer (Kalkphyllit). Die obere Lage ist verfestigt, darüber folgt undeutliche Hangendmoräne.

In größerer und geschlossener Ausdehnung treten die Terrassensedimente erst bei Steinach auf. Von Stafflach bis Sigreit fehlen sie vollkommen.

Bei Steinach mündet von W her mit breiter Sohle das Gschnitz Tal. In ihm sind außer Trins (1214 *m*) nur an wenigen Stellen Terrassensedimente aufgeschlossen. Innerste derartige Aufschlüsse liegen im Vorland der Gschnitz Moräne bei Trins, etwa 400 *m* vor dem Moränenwall, auf der rechten (S) Bach Seite (siehe Profil 3). Es sind gut beschichtete Schotter mit durchaus gerundeten Geröllen, und zwar fast ausnahmslos Trias Kalken. Schon der Umstand, daß die Gerölle gut gerundet sind, zeigt, daß es sich um Terrassenschotter und nicht um einen Schuttkegel des „Gschnitz“ Gletschers handelt. Knapp vor der „Gschnitz“ Moräne werden die Terrassenschotter von Moränenschutt überdeckt, der mit Lagen von gerollten Schottern wechsellagert (fluvioglazial). Die Terrassenschotter lassen sich bis zur „Lehmbrücke“ (den Namen verdankt sie Grundmoränenlehm auf der gegenüberliegenden Bachseite) hinaus verfolgen. Am Berghang schließt an die Schotter Moränenschutt an, der sie wahrscheinlich überlagert.

Unterhalb des „Trinser Hofes“ springt am linken Hang ein kleiner Hügel vor. Kerner (11) sieht in ihm den Rest einer Stirn- moräne. Der Hügel besteht aus feinen Sanden und Kiesen, die gut gewaschen sind, und stellt demnach wohl eine fluviatile Ablagerung vor, vielleicht den Rest eines Schuttkegels des „Gschnitz“ Gletscher Baches. Das Liegende bildet Vor-Gschnitz Grundmoräne.

Auch an der Straße von Trins nach Steinach treten Terrassensedimente zutage. Sie sind außer Punkt 1229 schlecht aufgeschlossen (bei 1220 *m*). Ein größerer Aufschluß liegt ober der Straße in der Nähe des Gasthauses „Sonnwend Alm“. Hier sieht man schwachgeschichtete Schotter, die Gerölle haben größtenteils Faustgröße, vereinzelt sind größere, weniger gerollte Blöcke eingesprengt. Die Schotter werden von regellos sich durchkreuzenden, wenige Zentimeter bis 0.50 *m* mächtigen Lagen von Mehlsand durchzogen (Dellastruktur). Mehlsande sind auch nicht weit davon entfernt in kleinen Anrissen aufgeschlossen, überlagert von Moräne.

Außerhalb P. 1076 haben Terrassenschotter größere Verbreitung.

Das Silltal zwischen Sigreit und Matrei wird an der Mündung des Navis Tales bei Puig durch die Terrasse von Tienzens in einen oberen und einen unteren Abschnitt getrennt.

Im oberen (südlichen) Abschnitt (Sigreit—Puig) bauen auf der linken Seite des Silltales Terrassensedimente die Terrasse von Plon (bei 1050 *m*) auf. Letzte südliche Reste davon liegen am Felper Bach und beim Steidl Hof (1143 *m*) dem Grundgebirge auf. Bei Harland reichen die Terrassensedimente bis zur heutigen Talsohle hinab (siehe Profil 5). Es sind hier ungeschichtete Schuttmassen. Größere Aufschlüsse sind in der Terrasse von Plon nicht vorhanden. Bergwärts werden die Terrassensedimente von Hangendmoräne überlagert.

Von der Mündung des Gschnitz Tales (P. 1086) bis Puig sind Terrassensedimente nur untergeordnet am linken Talhang entwickelt. Nach oben hin schließt Hangendmoräne an.

Auf der rechten Talseite sind ober Sigreit, an der Mündung des Padaster Tales, Terrassensedimente aufgeschlossen. Es sind größere Schotter mit Kreuzschichtung. Weiter hangaufwärts gehen die hier noch gut geschichteten Schotter in mehr lehmige, schlecht gewaschene über. Diese reichen bis 1230 *m* (siehe Profil 5). Gegenüber Harland liegt auf den Schottern eine dünne Decke von Hangendmoräne. Hier tritt der südliche Ausläufer der Terrasse von Maurn in Form einer flachen Stufe in Erscheinung.

Die Terrasse von Maurn ist durch Bäche stark erodiert worden. Mehrfach vorspringende Rücken und Hügel zeigen hier die ehemalige Terrassenoberfläche an. Die Terrasse wird von Schottern aufgebaut. In bergwärts gelegenen Teilen werden diese von Hangendmoräne und Schutt überdeckt. Bei St. Ursula enthalten die Terrassenschotter Mehlsandlagen eingeschaltet. Die Schotter ziehen geschlossen talaus bis zur Terrasse von Tienzens (1138 *m*), vereinzelt von Hangendmoräne überdeckt. Die Terrassensedimente reichen bis zum Talboden hinab, der, in oberen Teilen, von jungen Flußalluvionen ausgekleidet ist. Knapp südlich des Berger Hofes werden die Terrassensedimente am rechten Sillufer von Liegendmoräne unterlagert. Die hangenden Schotterlagen sind stark verfestigt (siehe S. 444 und Profil 6).

Die Terrasse von Tienzens wird in unteren Teilen (bei Puig) von groben, geschichteten Schottern aufgebaut. In oberen Teilen sind Mehlsandlagen in halber Höhe am Weg von Puig nach Tienzens bei 1040 *m* erschlossen, ebensolche liegen auch am Terrassenrand bei 1100 *m*.

Blaas (7) läßt die Möglichkeit offen, daß es sich bei der Terrasse von Tienzens um einen Schuttkegel der Gschnitz Zeit handelt. Penck (14) spricht sich für die gleiche Deutung aus. Es unterliegt aber nach dem vorhin Gesagten keinem Zweifel, daß die Terrasse von Tienzens von Terrassensedimenten aufgebaut wird, die neben Gesteinen des Silltales auch zahlreiche solche aus den Tarntalern als Gerölle enthalten. Die Annahme Blaas' und Penck's, daß es sich um einen Schuttkegel aus dem Navis Tal handelt, trifft demnach in gewissem Sinn zu. Nur stammt er nicht aus der Gschnitz Zeit, sondern ist dem Verbands der Terrassensedimente angehörig (Riß-Würm-Zwischeneiszeit).

Nördlich dieser Terrasse mündet das Navis Tal. In ihm sind Terrassensedimente bis weit hinein in Resten erschlossen. Der innerste und höchste Aufschluß liegt auf der rechten Talseite gegenüber Navis (1343 *m*) zwischen 1360 und 1400 *m* (Profil 8). Es sind geschichtete, schwach gewaschene Schotter mit gut gerundeten Geröllen.

Weiter talaus treten Terrassensedimente auf der rechten Talseite, etwa 200 m außer P. 1281 bei 1230 m auf. Es sind gut geschichtete Terrassenschotter und Mehlsande. Unter P. 1319 sind ebenfalls Terrassenschotter erschlossen, die nach oben hin von einer bis 20 cm mächtigen Mehlsandlage überdeckt werden. Die Schotter sind mittelgrob und bestehen aus Talgesteinen. Das Hangende bildet Grundmoräne (Profil 9).

Gleich außerhalb der Kirche von Navis treten entlang des Baches Lagen von Bachschutt in Wechsellagerung mit Moränenschutt (Fig. 1). Der Bachschutt ist stellenweise leicht kreuzgeschichtet, schwach gewaschen, teils sandig, teils lehmig untermischt, die Gerölle sind im allgemeinen gut gerollt. Sonst ist Schichtung höchstens im Auftreten von verfestigten Lagen zu erkennen. Der Moränenschutt unterscheidet sich vom Bach-

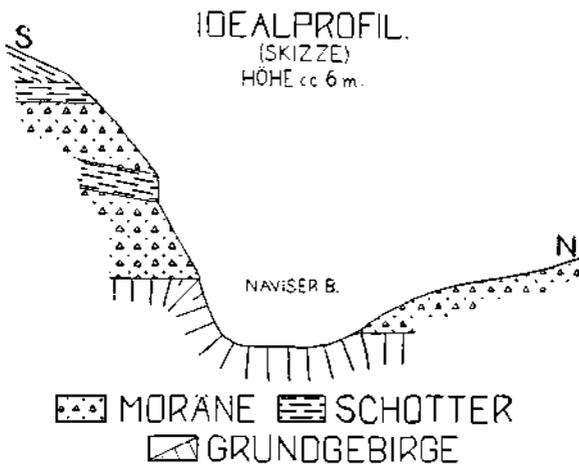


Fig. 1.

schutt besonders durch stärkeren Lehmgehalt und durch kantige Geschiebe (Kalkphyllit). Es scheint sich dabei um Lokalmoräne zu handeln. Die Möglichkeit, daß auch Gehängeschutt beteiligt ist, ist mangels eindeutiger Merkmale offen zu lassen. Ob der Bachschutt zum Verbanne der Terrassensedimente gehört, läßt sich nicht sicher entscheiden. Die Wechsellagerung mit Moränenschutt spricht nicht unbedingt dagegen. Im Hintergrund der Seitentäler wäre eine solche auch im Falle von Terrassensedimenten möglich. Der Bachschutt kann aber auch aus der Stadialzeit stammen, auch dann ist die Wechsellagerung mit Moränenschutt ohne weiteres denkbar. Diese Schuttmassen treten nur am linken Bachufer auf, am Fuße des in der Rückzugszeit noch stark vergletschert gewesenen Kamines Schafseiten Spitze-Bendelstein. Die Annahme, daß es sich beim Bachschutt um Ablagerungen von Gletscherbächen der Stadialzeit handelt, hat manches für sich. Ältere Ablagerungen (Terrassensedimente) würden wohl auch, bei der großen Wasserführung der stadialen Bäche aus den Karen dieses Bergkammes, der Erosion zum Opfer gefallen sein. Bach- und Moränenschutt tritt auch weiter

talaus noch öfters entlang des Baches in Erscheinung, so zu beiden Seiten der Mündung des Benn Tales nächst P. 1205. (Hier wahrscheinlich Terrassenschotter.)

Auch noch weiter talaus, unter St. Kathrein, ist Bachschutt erschlossen. Er wird von grauer, zäh-lehmiger Grundmoräne mit geschrammten Geschieben von Tarntaler Gesteinen überlagert (Terrassensedimente?).

An der Mündung des Navis Tales erlangen Terrassensedimente größere Verbreitung auf der rechten Talseite. Zwischen St. Kathrein und „Ludler“ bauen sie einen Rücken auf, der vielfach für einen Gschnitz Moränenwall gehalten wurde (Penck, 17). Er zieht sich, in leichtem Bogen dem Hang folgend, gegen das Silltal hinaus und besteht aus deutlich geschichteten Terrassenschottern. Diesen eingeschaltet sind Mehlsande (bei 1060 m). Sie sind entlang des Fahrweges in kleinen Anrissen erschlossen. In oberen Lagen fanden sich hier zahlreiche, gut erhaltene Schalen von *Helix* sp. und *Buliminus* sp. Ob diese primär im Verbands der Terrassensedimente eingelagert sind oder erst nachträglich hinein kamen, konnte nicht mit Bestimmtheit entschieden werden. Bei einer zweiten Begehung der Aufschlüsse konnten keine mehr gefunden werden.

Unter St. Kathrein, am Weg nach Mühlen, stehen verfestigte Schollen von Terrassenschottern an, die, anscheinend von Grundmoräne unterlagert werden (siehe S. 444). Sie ziehen in einzelnen Schollen gleichsinnig mit dem Hang herab.

Das Navis Tal mündet heute mit einem engen, schluchtartig in den Fels geschnittenen Ausgang zwischen Tienzens und St. Kathrein. Es ist eine junge Epigenese. Die alte Talmündung hat nördlich St. Kathrein gelegen und ist mit Terrassensedimenten verbaut. Eine Zeitlang (vor dem epigenetischen Einschneiden) scheint die Mulde zwischen rechtem Talhang und dem aus Terrassensedimenten bestehenden Hügel vom Bach benützt worden zu sein.

Die Terrassensedimente ziehen in allmählich verschmälertem Streifen längs der Sill bis unter Schöfens (1061 m) hinaus. Bergwärts werden sie von Hangendmoräne abgegrenzt, aus der bei Schöfens allenthalben der Felssockel der Terrasse vorblickt. Vereinzelt sind Terrassensedimente auch im Walde ober Schöfens in Höhen um 1150 m anzutreffen, mitunter überdeckt von Hangendmoräne.

Wenige Meter über der Sill ist den Terrassenschottern eine uagelfluh-artig verfestigte Lage eingeschaltet. Die konglomerierten Schotter lassen sich einerseits bis zu den gleichartigen Schollen am Wege von St. Kathrein nach Mühlen verfolgen, andererseits talaus und sind hier südlich unter Schöfens wieder erschlossen.

Beim Muigg Hof (1145 m) und bei „Obfeldes“ (1200 m), nächst Matrei (Silltal W-Hang), liegt die Obergrenze der Terrassensedimente. Hier sind die Schotter nahezu ungeschichtet und werden von Grundmoräne mit gekritzten Geschieben überlagert.

Bei den Höfen „Netscher“ und „Krummberger“ ist in kleinen Tälchen auch liegende Grundmoräne erschlossen (siehe S. 444).

Knapp oberhalb der Silltalsohle, gegenüber dem Rhombberg-Elektrizitätswerk, liegt ein Aufschluß in Terrassensedimenten. Er zeigt im Liegenden z. T. stark lehmige Mehlsande mit Kreuzschichtung. Sie sind etwa 2 m mächtig und werden von einer 30 cm dicken tonigen Lage überdeckt. Darüber folgen geschichtete Schotter, die häufig gekritzte Geschiebe enthalten. Die Schotter schneiden die Sande talwärts fast senkrecht ab und reichen hier bis auf den Grund des Aufschlusses. Nahe ihrer Oberfläche ist eine bis 25 cm mächtige Linse von Mehlsand eingeschaltet, die wiederum eine Linse von feinkörnigem Schotter enthält. Darüber folgen grobe Schotter (2 m mächtig) und eine bis 1 m mächtige Verwitterungsschichte. Diese Ablagerungen stellen offenbar hangnächste Lagen der Terrassensedimente vor; einerseits schließt nach N Grundgebirge an, das bis Mitzens hinaus den linken Talhang bildet, andererseits zieht hangaufwärts die früher erwähnte Liegendmoräne (siehe auch S. 444). Die gekritzten Geschiebe in den Schottern stammen sicher aus derselben.

In der Terrasse von Mitzens erreichen die Terrassenschotter wieder größere Mächtigkeit. Sie sind gut geschichtet und fallen gegen das Silltal (nach E) bis 20° ein. Grobblockige Lagen wechseln mit feineren Schottern ab, wobei die großen Gerölle fast ausschließlich Kristallin sind, die feineren Lagen wieder fast ausschließlich aus Kalkmaterial bestehen. Der von Maria Waldrast herabkommende Mühlbach hat die Terrasse von Mitzens erodiert, schuttkegelartig abgeschrägt.

Die Terrassensedimente lassen sich in schmalen Streifen an Mühlbach hinein verfolgen. Sie sind beim Bildstöckl inner P. 1208 zum letztenmal erschlossen (Terrassenschotter und geringmächtige Mehlsande). Hangendmoräne kleidet weiter talan die Hänge aus.

In unteren Teilen sind den Terrassenschottern von Mitzens Mehlsande eingelagert, die westlich des Schlosses Trautsohn größte Mächtigkeit erlangen (Profil 10). In den oberen Lagen enthalten sie Organismenreste (Schalen von *Buliminus* sp. und *Helix* sp., Knochenreste und Holzkohle), in unteren Teilen sind sie stark lehmhaltig (Bänder-ton) und teilweise gefaltet. Auch hier ist nicht sicher zu entscheiden, ob die Organismenreste primär eingelagert oder erst nachträglich hineingekommen sind. Die Höhenlage dieses Vorkommens ist dieselbe wie am Eingang ins Naviser Tal ober Mühlen.

Das Bänder-ton- und Mehlsandlager bei Schloß Trautsohn erfüllt einen einstigen Talgrund. Es hat die Sill zu epigenetischem Einschneiden in den rechtsseitigen (E) Felshang veranlaßt.

Von der Terrasse von Mitzens ziehen Terrassensedimente entlang der Brennerstraße in schmalen Streifen bis Schönberg hinaus. Stellenweise eingeschaltete Mehlsandlagen zeigen mitunter starke Kreuzschichtung.

In größerer Ausdehnung, wenn auch nicht besonders mächtig, erstrecken sich die Terrassensedimente auf der rechten Talseite. Sie ziehen von Pfnos in breitem Streifen talaus. Oberhalb der Sill überlagern sie das Matreier Konglomerat (siehe S. 443 und Profil 11 a). Bei Wächterhaus 84, nördlich unter Pfnos, bildet typische Grundmoräne das Liegende der Terrassensedimente (siehe S. 445 und Profil 11 c). Basal sind diese hier stark

verfestigt. Diese konglomerierten Schotter lassen sich noch weiter talaus bis zur Einmündung des Arz Tales verfolgen. Sie gehören demselben Horizont an, der sich bis unter St. Kathrein hineinzieht und dem auch die verfestigten Schotter über der Liegendmoräne südlich des Berger Hofes angehören. Es zeigt sich, daß überall dort, wo Liegendmoräne auftritt, auch verfestigte Terrassenschotter in der Nähe sind.

An der Arz Tal-Mündung (bei Gedeier 1074 *m*) erlangen die Terrassensedimente wieder größere Mächtigkeit. Hier sind sie wieder stark kreuzgeschichtet. Bei Mehlsanden umfaßt die Kreuzschichtung noch millimeterdünne Lagen. Zwischen Pfons und Gedeier erreichen die Terrassensedimente ihren höchsten Punkt bei Knofel mit 1220 *m*.

Von Inner Erlach bis zur Mündung des Vikar Tales ziehen die Terrassensedimente geringmächtig talaus. Nördlich des Spörr Hofes sind Schotter mit starker Kreuzschichtung aufgeschlossen. Von Niederstraße bis Tillingen werden die Terrassenschotter nach oben von Hangendmoräne überdeckt.

Bei Wächterhaus 82 der Brennerbahn sind Terrassenschotter in einer Mächtigkeit von 20 *m* erschlossen. Sie fallen talwärts (W) ein und werden von etwa 3 bis 4 *m* mächtiger Grundmoräne (Hangendmoräne) überlagert. In der Terrasse von Tillingen erreichen die Terrassensedimente größere Mächtigkeit, sie setzen sich, durch den Einschnitt des Mühl-(Vikar-)Baches unterbrochen, in der Terrasse von St. Peter fort. Die Terrassensedimente reichen in letzterer von 940 bis über 1100 *m*. Ober St. Peter werden sie von Lokalmoräne überlagert, stellenweise, besonders im Graben des Mühlbaches, auch von Schutt, der aus der Moräne ausgeschwemmt wurde.

An den Mündungen von Navis-, Arz- und Vikar Tal springen in das Silltal Terrassen vor. Sie sind besonders gut erhalten in der von Tinzens und der von St. Peter, schlechter an der Mündung des Arz Tales (Gedeier). Diese Terrassen haben Blaas und Penck wegen ihres Auftretens an Seitentalmündungen veranlaßt, hierin Schuttkegel zu erblicken, die Schmelzwasser von „Gschnitz Gletschern“ abgelagert hätten. In allen diesen Fällen werden die Terrassen aber von typischen Terrassensedimenten aufgebaut. Blaas' und Penck's Annahme ist nur insofern berechtigt, als in diesen Terrassen eine Vermischung von Silltalschottern und Schottern aus den Seitentälern auftritt, also tatsächlich Schuttkegel aus den Seitentälern vorhanden sind. Nur gehören diese den Terrassensedimenten an. Diese zeigen wie überhaupt an der Einmündung von Seitentälern meist starke Kreuzschichtung. Die Angabe Penck's, die Terrasse von St. Peter werde von grobem, schlecht gerundetem Schutt aufgebaut (Schuttkegel aus der Rückzugszeit) stützt sich wohl auf die oberflächlich liegenden Schuttablagerungen, die tatsächlich solches Alter haben. Sonst herrschen auch hier überall typische Terrassensedimente, stellenweise mit Mehlsandlagen.

Gegenüber St. Peter erstrecken sich die Terrassensedimente anschließend an die Terrasse von Schönberg weit ins Stubai Tal hinein. Das innerste Vorkommen bildet hier die Terrasse von Ober (1203 *m*) und Unter Egg (1125 *m*). Sie wird von grobem, ungeschichtetem Schutt aufgebaut, die einzelnen Gerölle sind scharfkantig, der Gehalt an feinerem

Material ist unwesentlich. In ihrer Höhenlage lassen sie sich aber gut mit den Terrassen weiter talaus (Obergasse und andere) verbinden, woraus ihre Zugehörigkeit zu den Terrassensedimenten hervorgeht. Die Terrassen von Ober und Unter Egg werden von Gehängeschutt- und Bergsturzmaterial überdeckt, bei Oberegg liegen auch Reste von Grundmoräne (Hangendmoräne). Terrassenschotter scheinen auch an der Mündung des Stubai-er Oberberg Tales beim Weiler „Bichl“ (ober Milders) aufzutreten. Größere Aufschlüsse fehlen.

Auf der gegenüberliegenden (linken) Talseite (nächst der Walchmühle) ist ein größerer Aufschluß. Er zeigt grobe Blockgerölllagen, wechsellagernd mit feineren Schottern und Mehlsanden. Die Schotter sind gut gewaschen, die Mehlsandlagen (drei) bis 1 m mächtig. Es liegt hier ein Schuttkegel vor, der aus dem Seitental heraus gebaut worden ist, er gehört seiner Lage wie auch seiner Zusammensetzung nach den Terrassensedimenten an. Außer Neustift bauen die Terrassensedimente die Terrassen von Rain (auf der linken, nördlichen Talseite) und Obergasse (auf der rechten Talseite) auf. In Obergasse werden sie von Hangendmoräne überdeckt. (Profil 14.)

Die Terrasse von Obergasse findet jenseits der Mündung des Pinnis Tales bei Herrngasse auf kurze Erstreckung eine Fortsetzung. Auch hier werden die Terrassenschotter von Hangendmoräne überdeckt.

Nach E grenzen die beiden mächtigen Schuttkegel des Sei-(Seit-)Baches und des Margarethen Baches an. Sie haben die ganze Talsohle verbaut, dadurch die Ruez im dahintergelegenen Talabschnitt gestaut, so daß sich hier die Gletschertrübe absetzen konnte. Der ganze Talboden ist hier oberflächlich mit zähem grauem Lehm ausgekleidet.

Auf der linken Talseite treten Terrassensedimente erst wieder bei Onesberg (1054 m) auf. Sie ziehen von hier, durch den Schlicker Bach bei Fulpmes unterbrochen, bis zum Ansgang des Stubai Tales. Bei P. 983, inner Fulpmes, sind in dieser Terrasse gut geschichtete, stark kalkhaltige Schotter erschlossen. Vom Plöven ziehen die Terrassenschotter über Telfes talaus und werden bei Luimes von einem Flecken Hangendmoräne mit gekritzten Geschiebe überlagert.

Auf der rechten Talseite zieht zwischen Medratz und Fulpmes am Hang ein schmaler Absatz entlang. Er wird von ungewaschenem, ungeschichtetem Kalkschutt aufgebaut, der dem Gehängeschutt sehr ähnlich ist. Die Höhenlage dieses Schuttabsatzes stimmt aber überein mit der der Schotterterrassen auf der gegenüberliegenden Talseite und weiter talauf, wonach er mit den Terrassensedimenten zusammengehören dürfte.

Talaus werden die Terrassensedimente zunächst von den Schuttkegeln von Mühl- und Griefß Bach teils überdeckt, teils sind sie erodiert worden. Erst bei Mieders erlangen sie wieder größere Ausdehnung. Sie sind hier als teils flach, teils schräg geschichtete Schotter aufgeschlossen. Gegen Schönberg hinaus werden sie bergseitig von einem schmalen Streifen von Hangendmoräne bedeckt, der bei Schönberg in das Silltal hineinbiegt. Am Terrassenrand, nördlich Mieders, sind bei 910 m Mehlsande den Schottern eingelagert (Profil 15). Gleiche Höhenlage weist auch ein Mehlsandvorkommen am gegenüberliegenden Talhang, nördlich des Gall Hofes, auf.

Die Ruez, die von Milders (inner Neustift) an eine weite, von jungen Alluvionen gebildete Talsohle durchflossen hat, schneidet sich gleich außer Fulpmes zunächst in die Terrassensedimente ein. Die Aufschlüsse zeigen teils feinere, teils gröbere, meist gut geschichtete Schotter (siehe auch S. 442). Etwa 700 m vor dem Gall Hof schneidet die Ruez schluchtförmig (bei 820 m) ins Grundgebirge ein (Profil 15), das beiderseits von Terrassensedimenten überlagert wird. Die Grenze zwischen Terrassensedimenten und Fels steigt talaus bis auf 900 m an (Profil 13). Es scheint demnach die Felssohle des Stubai Tales inner Schönberg überfließt zu sein.

Von Schönberg ziehen die Terrassensedimente als langer schmaler Rücken zwischen Sill und Ruez zum Burgstall (896 m) hinaus. Sie liegen hier auf Grundgebirge. Die Grenze zwischen beiden liegt bei Schönberg bei 900 m, bei Unterberg bei 700 m. Der Ausgang des Stubai Tales wird demnach, wie vorhin erwähnt, durch eine Felsschwelle versperrt.

Östlich Schönberg liegen in den Terrassensedimenten ziemlich mächtige, lehmige Mehlsande zwischen 930 und 960 m. Es ist dies dieselbe Höhenlage wie bei den Mehlsanden nördlich Mieders (siehe S. 453).

Beim Gasthaus „Alte Post“ liegt in Terrassenschottern eine kleine gefaltete Mehlsandlage (Fig. 2). Diese Falte läßt sich nicht, wie in den anderen Fällen, durch subaquatische Rutschungen erklären. Sie erscheint eher als durch Erosionsvorgänge aus dem Verband der Mehlsande herausgerissen und in die Schotter schon als gefalteter Schichtkomplex eingelagert.

Unweit davon wechsellagern feinere Schotter mit dünnen Bänder-tonlagen. Beide werden schräg von Mehlsand abgeschnitten; darüber folgen wieder Schotter und schließlich Hangendmoräne.

Die Mehlsande westlich Schönberg sind besonders in unteren Lagen stark lehmig (Bänder-ton) und stark gefaltet. Sie ziehen weiter nördlich anscheinend bis zur Brennerstraße hinunter. Es ist möglich, daß sie hier bis an die Basis der Terrassenschotter reichen.

Die Terrassenschotter, deren Untergrenze bei Schönberg bei 900 m liegt und die gegen N auf 700 m (bei der Stefansbrücke) absinkt, werden nördlich Schönberg, von P. 974 bis P. 861, von Mehlsanden überlagert. Denselben liegt auf der Ostseite des Höhenrückens am Fahrweg, der bei P. 974 von der alten Straße abzweigt und bei P. 861 wieder einmündet, stark lehmige Grundmoräne mit zahlreichen gekritzten und polierten Geschieben auf (Hangendmoräne). Auf der Westseite finden sich gekritzte Geschiebe häufig in einer mehr sandigen Ablagerung. Diese kann entweder sandige Hangendmoräne selbst sein, oder es sind Mehlsande mit eingepreßten Geschieben (6) (23). Nächst dem Wasserschloß des Sillwerkes enthalten die Mehlsande dieselben Gastropoden wie am Matreier Schloßberg und am Eingang ins Navis Tal. Besonders häufig ist hier eine *Helix* sp. Vielfach sind die Schalen zerdrückt, was für eine primäre Einlagerung derselben spricht. Etwas abseits ist eine kleine Schmitze Holzkohle in den Sanden eingeschlossen.

Beim Wasserspeicher des Ruezwerkes enthalten die hier rötlich gefärbten Mehlsande wieder Schneckenschalen (häufig auch zerdrückte) und Holzkohle. Die Sande fallen schwach gegen W ein und werden von mehr lehmigen Sanden mit Geröllen unterlagert. Sie schneiden die Schotter schräg ab. Diese Mehlsande setzen sich nach kurzer, durch Erosion bedingter Unterbrechung am Burgstall (896 m) wieder fort. Sie ziehen schräg die Schotter schneidend, am Westhang hinab. Knapp südlich davon treten pyramidenförmige Erosionsformen (Erdpyramiden) auf, ähnlich denen am Ritten bei Bozen. Sie sind aber nicht wie dort von Grundmoräne gebildet, sondern von Terrassenschottern. Die Pyramiden werden meist von Lagen verfestigter Schotter gekrönt.

Auch im Liegenden der Terrassenschotter treten am Fuß des Burgstall (896 m) Mehlsande auf. Sie sind stellenweise sehr lehmarm und zeigen dann scheinbar keine Schichtung. Die Korngröße ist etwas gröber als normal. Diese Sande sind ziemlich fest, mitunter fast sandsteinartig und in senkrechten, festen Anrissen aufgeschlossen. Sie ziehen



Fig. 2.

entlang der Brennerstraße mit Unterbrechungen vom Straßeneinräumerhaus hinaus und biegen bei der Stefansbrücke in das Tal der Ruez ein, wo sie sich bis zum Ruezwerk hinein verfolgen lassen (Profil 16 und 17). Die unmittelbare Unterlagerung durch Grundgebirge ist hin und hin sichtbar. Der Übergang vom Grundgebirge zu den Terrassenschottern vollzieht sich, wie die Aufschlüsse an der Brennerstraße zeigen, gewissermaßen allmählich (6). Auf das Grundgebirge folgt eine mehr dünne Lage, die aus grobem, dem Grundgebirge angehörendem Blockwerk besteht, dem Lagen lehmig-sandigen feineren Materials und kleine Geröllinseln zwischengelagert sind. Erst darüber folgen normale Terrassenschotter. Bei Mehlsanden fehlt diese Übergangszone. Die Schotter werden durchwegs von Talgesteinen zusammengesetzt. Sehr häufig sind Brennerschiefer, Quarzkonglomerate des Nöblacher Karbon und Tarntaler Gesteine; aus dem Stubai besonders Knotengneise und Verrucano.

Der Höhenzug zwischen Sill und Ruez (Burgstall, 896 m) findet seine Fortsetzung im Ahrnwald (884 m). Es ist ein isolierter Höhenrücken, durch Flußerosion im wesentlichen aus den Terrassensedimenten herausgeschnitten. Im W wird er von der Sillschlucht, im E vom Ahrntal, einem Trockental, begrenzt. Auf gegen W abdachendem Grund-

gebirge liegen Terrassenschotter, auf der Westseite bei 200 *m* mächtig (Profil 18). Am Westabhang, gegenüber P. 720, sind Reste von Hangendmoräne kenntlich. Auf der Kuppe des Ahrwaldes liegen zahlreiche, große Erratica verstreut. Da Terrassenschotter im Silltal nie derartig große Gerölle enthalten, müssen diese aus Hangendmoräne stammen.

Das Ahrn Tal stellt ein verlassenes Sillbett vor. Im nördlichen Talabschnitt liegen auch große Gerölle von Flußschottern, die die Sill hier liegengelassen hat. Die Vereinigung von Sill und Ruez hat eine Zeitlang bei Gärberbach gelegen.

Rechts der Sill haben die Terrassensedimente zwischen Patsch und Vill größere Verbreitung.

Zwischen der Terrasse von St. Peter und der von Patsch ziehen sie nur in schmalen Streifen entlang der Straße talaus. Schon bei 1100 *m* tritt das Grundgebirge zutage. Unterhalb der Straße breitet sich eine dünne Moränendecke im Walde aus, vereinzelt von Grundgebirge durchbrochen und von Terrassensedimenten unterlagert. Bei Wächterhaus 81 an der Brennerbahn (bei 800 *m*) sind Meblsande aufgeschlossen.

Bei Patsch erlangen die Terrassensedimente wieder größere Mächtigkeit. Am Terrassenrand sind sie als Schotter erschlossen. Hier ist auch in sumpfigen, muldenförmigen Tälchen stellenweise mehr lehmiger Boden sichtbar. Ob hier Grundmoräne (Liegendmoräne) vorhanden ist oder der Quellreichtum durch Grundgebirgsnähe bedingt wird, ist nicht zu entscheiden. Auch das Vorhandensein von Bänderton wäre möglich (Profil 17). Nördlich Patsch auftretende Rundbuckel lassen erkennen, daß hier die Terrassensedimente nicht besonders mächtig sind. Am oberen Terrassenrand liegt Hangendmoräne.

Von Patsch ziehen die Terrassensedimente gegen Igls und Vill hinaus. Sie bauen hier den westlichen Teil der Terrasse auf, während im östlichen der Felssockel derselben zutage tritt. Dieser ist rundbuckelartig abgeschliffen und stellenweise (besonders in den Mulden) von Grundmoräne (Hangendmoräne) überdeckt. Nächst der Taxburg und nordöstlich davon sind im Walde südlich Igls Terrassenschotter aufgeschlossen, von Grundmoräne bedeckt.

Zwischen Igls und Vill weisen die Terrassensedimente eigentümliche Erosionsformen auf. Sie werden von zahlreichen kleinen Tälchen durchzogen. Diese sind bis 10 *m* tief und führen gegen das Lanser Moor. Diese Tälchen sind wohl beim Rückzug der Vereisung durch die Schmelzwässer gebildet worden.

Von Igls ziehen die Terrassensedimente entlang der Straße gegen Lans, im S von Felskuppen begrenzt. Im E wird das Lanser Moor von Terrassensedimenten umfaßt, sie ziehen gegen P. 859. Hier liegt zwischen Felskuppen ein kleiner Fleck Grundmoräne (Hangendmoräne), an den gegen N wieder Terrassensedimente anschließen. Diese sind am Lanser Weg als gegen N einfallende Schotter erschlossen. Von hier ziehen die Terrassensedimente gegen Aldrans—Schloß Amras hinunter.

Im N des Lanser Moores erheben sich die runden vom Gletscher geschliffenen Kuppen der Lanser Köpfe (931 *m*).

Von Vill ziehen die Terrassenschotter ein Stück der Viller Straße entlang.

Am Paschberg sind Terrassensedimente selten und nur geringmächtig erschlossen; so nächst der Poltenhütte, wo sie von Hangendmoräne überlagert werden, und am Weg weiter hinunter gegen den Lemmen Hof zu, wo auch Mehlsandlagen eingeschaltet sind. Ein kleiner Fleck von Terrassenschottern ist bei der Verbreiterung der Viller Straße westlich des Lemmen Hofes erschlossen worden.

Auf der linken Seite des Silltales kommen Terrassensedimente erst bei Kreit unter der Hangendmoräne wieder zum Vorschein. Weiter talein schauen sie nur in vereinzelt Schottergruben unter derselben vor. Sie reichen bis auf 800 m Meereshöhe gegen die Ruez hinunter und enthalten hier dieselben großen Erratica an ihrer Oberfläche verstreut wie die Hangendmoräne (siehe S. 462).

Südlich Kreit, bei P. 1013, liegen geschichtete, rein kalkige Schotter. Etwas westlich davon tritt schön gefalteter Bändertone auf (bei 990 m).

Nächst dem Viadukt der Stubaitalbahn bei Kreit, auf der linken Seite des Neder Tales, werden anscheinend Terrassenschotter von Grundmoräne überlagert. Etwas oberhalb sind am Hang wieder geschichtete Schotter erschlossen. Diese bestehen nur aus kalkigem (ortsnahem) Material (wie jene bei P. 1013). Sie bilden anscheinend den Rest eines Schuttkegels aus dem Neder Tal. Ob dieser noch den Terrassensedimenten angehört oder ob er jünger ist, der Hangendmoräne aufgesetzt, ist nicht zu entscheiden.

Von Kreit ziehen die Terrassenschotter, rasch an Mächtigkeit zunehmend, zur Inntal Terrasse hinaus. Bergwärts werden sie von Hangendmoräne überlagert, die Grenze zwischen beiden folgt ungefähr der Trasse der Stubaitalbahn von Kreit bis ober Raitis. Hier biegt sie in den Mühlbachgaben ein.

Von der Stefansbrücke talaus sind die Terrassenschotter in großen Aufschlüssen angeschnitten. Sie fallen meist gegen das Silltal ein (23). Verfestigte Lagen sind ihnen zwischengeschaltet. Vereinzelt, so unter Mutters, schneiden Reste von Hangendmoräne diskordant die Schotter. Bei der Stefansbrücke liegen an der Basis der Terrassenschotter Bändertone, die von Grundmoräne unterlagert werden (Liegendmoräne) (6) (siehe S. 445). Inner Gärberbach zeigen die Terrassenschotter, die häufig auch Mehlsandlagen enthalten, eine Art Verwerfung. Die waagrecht liegenden Schichten sind durch eine, mehrere Zentimeter weite senkrechte Kluft getrennt, die mit losem Material ausgefüllt ist. Sie greift anscheinend tiefer in den Schotterkomplex ein, da sie längere Zeit in der in Abbau befindlichen Schottergrube zu sehen war.

Auch hier werden die Schotter noch immer von Silltalgesteinen aufgebaut, wie verhältnismäßig häufige Gerölle von Nöblacher Karbonkonglomerat, von Tarntaler Gesteinen, Serpentin, Kalkphyllit und von Verucano aus dem Stubai erkennen lassen.

Außerhalb des Klarer Hofes steigt der Grundgebirgssockel an, die Terrassensedimente sind hier nur in geringer Mächtigkeit erhalten.

Beim Sonnenburg Hügel und am Berg Isel haben sie epigenetische Talbildung der Sill veranlaßt. Diese hat sich in enger Schlucht in den rechten (E-)Fels hang eingeschritten.

Außerhalb Gärberbach beginnt oberhalb der Brennerstraße eine Lage verfestigter Terrassenschotter, die bis zum Berg Isel hinaus zieht.

Hier steht sie noch oberhalb des Südportales des Tunnels an. Am Berg Isel werden die Terrassenschotter an mehreren Stellen von Hangendmoräne überlagert. Derartige Aufschlüsse liegen nächst dem Wasserschloß am Hohlweg. Die Terrassenschotter enthalten hier wieder Mehlsande (bei 620 m). Hangendmoräne ist am Einschnitt beim Sonnenburger Hof aufgeschlossen. Sie enthält wieder gekritzte und polierte Geschiebe.

Beim (alten) Jesuiten Hof (P. 820) sind Terrassenschotter, die zahlreiche Gerölle von Kalkphyllit enthalten, von Grundmoräne (Hangendmoräne) überlagert.

Bei Natters füllen die Terrassensedimente eine weite Mulde im Grundgebirge aus, die durch den Nordabhang der Saile im S und das Blumes Köpfl im N gebildet wird.

Bei Natters münden mehrere in Terrassensedimenten liegende Trockentäler ein, von denen das von Edenhaus kommende das größte ist. Wahrscheinlich sind diese Täler von Schmelzwässern beim Rückzug der Gletscher gebildet worden. Für Eiserosion fehlen (innerhalb des Gebietes) sichere Anhaltspunkte (wie Grundmoräne an den Talhängen).

Westlich Edenhaus durchschneidet der Geroldsbach die Inntal-terrasse bis zum Grundgebirge. Bei Geroldsmühle schneidet er lehmige, schwach gewaschene und nur undeutlich geschichtete Schuttmassen an, mit eckigen, kristallinen Geröllen (Glimmerschiefern). Solche liegen auch bei Edenhaus. Es scheint sich um Murschutt zu handeln.

Links des Geroldsbaches bauen die Terrassensedimente den Rücken „In der Öde“ auf. Bei P. 823 schließt nach W Hangendmoräne an. Die Terrassenschotter enthalten hier zahlreiche große Gerölle, wie solche im Siltal sehr selten sind.

An der Basis der Terrassensedimente, zwischen der Mündung des Geroldsbaches und Schloß Mentelberg, ist ein großes Bänder-tonlager erschlossen. Die „Tone“ sind sehr fein, sehr zäh und zeigen äußerlich keine deutliche Schichtung. Infolgedessen ist Verfaltung und Durchknetung hier nur selten und schlecht zu beobachten. Die Bänder-tone sind in einer Mächtigkeit von über 25 m erschlossen und werden an einer Stelle von etwa 6 m mächtigen Mehlsanden überlagert. Sie reichen im N bis an den Bahndamm heran und lassen vermuten, daß sie noch weit unter die heutige Inntalsole hinabreichen. Bei P. 583 (Gasthaus Peterbrünnl) liegt Hangendmoräne, die vereinzelt geschrammte Geschiebe führt.

Nach E folgend, steht Grundgebirge an, das von kleinen Resten von Terrassenschottern überlagert wird (bei Ferneck). Nächst der Bundesbahnremisen zeigt es schöne (W—E verlaufende) Gletscherschliffe.

Die Sill hat bei ihrem Austritt in die Inntalsole einen weitausladenden Schuttkegel abgelagert. Er hat annähernd einen Radius von 1.8 km Länge, fällt 20 m (1°) ab und umfaßt einen Bogen von 160°.

Die Hangendmoräne.

Die Hangendmoräne überzieht, stellenweise deckenförmig, die Terrassensedimente. Meist ist sie ziemlich lehmig, seltener sandig, von grauer bis gelbbrauner Farbe. Gekritzte Geschiebe sind wohl zufolge

der Verwitterungseinflüsse weniger häufig als in der Liegendmoräne. Nicht selten liegen an ihrer Oberfläche größere Gneisblöcke. Die Mächtigkeit der Moräne schwankt sehr; meist zwischen 0.5 und 2 m. Es ist Grundmoräne der Würm-Eiszeit. Im Silltal hat sie weite Verbreitung.

Ein kleiner Fleck von lehmigem Moränenschutt liegt oberhalb Klam m im Talabschnitt Brenner—Gries a. Br.

Über größere Flächen läßt sich die Hangendmoräne auf der Terrasse von Nöblach verfolgen. Diese ist eine Felsterrasse mit einer dünnen, stellenweise von rundbuckelartigen Felsrücken durchbrochenen Grundmoränendecke. Südlich St. Jakob (1302 m) liegen zwei kleine Flecke von Grundmoräne. Sie sind lediglich durch stärker lehmige Beschaffenheit des Bodens und Sumpfwiesen kenntlich. Etwas weiter nördlich, beim Hotten Hof, ist ein Aufschluß von Grundmoräne mit schön gekritzten Geschieben von Triaskalk und Dolomit aus der Tribulaun Gruppe. Die Grundmoränendecke erstreckt sich noch weiter gegen N. Sie beginnt bei 1400 m und reicht mit mehreren Lappen bis zum Rand der Nöblachstufe hinab. An größeren Geschieben sind besonders Zentralgneis- und Amphibolitblöcke häufig. Außer (nördlich) P. 1382 ist die Grundmoränendecke auf einige kleine Reste beschränkt, wieder mit großen Gneisblöcken übersät. Dazwischen liegen Rundbuckel. Beim „Zagl“ erlangt der Moränenschutt größere Mächtigkeit (1.5 m; schön gekritzte Geschiebe). In dem Moränenmaterial fallen zahlreiche kleine Stücke grauvioletter Kieseltonschiefer auf, ähnlich jenen der Tarntaler Serie. Etwa 100 m südlich Nöblach fand sich auch ein größeres Geschiebe von rotem Oberjura Hornstein, der nach Mitteilung Prof. Dr. B. Sanders vom Port Jöchl, als dem nächsten geeigneten Vorkommen, zu beziehen ist. Die Gneise und Amphibolite können sowohl aus dem Pfäferscher Tal stammen (Eisüberfluß aus dem Süden) wie auch aus dem Gschnitz Tal (Eisüberfluß aus dem Norden). Noch schwieriger ist die Frage des Bezugsgebietes der Kieseltonschiefer. Auch sie können vielleicht wie das Hornsteingeschiebe aus der Gegend des Port Jöchls bezogen werden.¹⁾

Am Padauner Sattel breitet sich in der Paßsenke deutlich kenntliche Grundmoräne aus, die zahlreiche Geschiebe von Kalk und Marmor enthält, wie solche im hinteren Valser Tal im Verbands der Unteren Schieferhülle anstehen. Der Sattel bricht bei P. 1551 ziemlich scharf-randig zum Silltal ab, gegen das Valser Tal weist der Abhang mehr gerundete Formen auf, was, wie auch die Geschiebe der Grundmoräne einen Eisüberfluß aus dem Valser Tal gegen den Brenner Paß andeutet.

Wenn auch bei den Moränendecken am Nöblach und am Padauner Sattel nirgends eine Unterlagerung durch Terrassensedimente zu beobachten ist, so machen doch die weite Verbreitung und das geschlossene Vorkommen die Annahme wahrscheinlich, daß es Grundmoräne der letzten (Würm-) Eiszeit ist (= Hangendmoräne).

Im äußeren Valser Tal, außer P. 1228, zieht, zuerst nur auf der rechten Bachseite, stark lehmige Grundmoräne talaus. Sie enthält nur

¹⁾ O. Meier gibt in seinen „Studien zur Tektonik des Tauernfensterrahmens am Brenner“ ein Vorkommen von Tarntaler Gesteinen nächst dem „Zagl“ an. Demnach könnten die Kieseltonschiefer auch an Ort und Stelle dem Grundgebirge entnommen sein.

wenig Geschiebe. Nach oben hin wird sie von Gehängeschutt überdeckt. Außer P. 1153 erscheint sie auch auf der linken Bachseite bis über St. Jodok hinaus. Am Weg von Vals nach St. Jodok überlagert die Moräne Mehlsande und erweist sich dadurch als Hangendmoräne.

Im Silltal von Stafflach bis Sigreit liegen am rechten Talhang, ober „Wolf“, Aufschlüsse von grauer Grundmoräne. Diese ist stark lehmig, ziemlich fest und enthält schwach gekritzte Geschiebe von Kalkphyllit. Eine Über- oder Unterlagerung durch Terrassensedimente findet hier nirgends statt.

Große Ausbreitung hat Grundmoräne im äußeren Gschnitz Tal. Außer Trins kleidet sie fast lückenlos den Talboden aus und reicht noch weit an den Berghängen (besonders am rechten) empor (Profil 3 und 4). Im Talgrund ist der Moränenschutt stark sandig, zahlreiche Blöcke von Gneisen, wie sie auch am Wall von Trins verstreut liegen, ragen vor. Am rechten Berghang und an den Ufern des Gschnitz Baches t die Grundmoräne stark lehmig.

Außer Trins führt der Bach fast keine Geschiebe, da diese hinter dem Moränenwall abgelagert werden. Die großen Blöcke von Gneisen in seinem Bett (außer Trins) muß er demnach aus Grundmoräne ausgewaschen haben. Am Bachufer ist sehr häufig zäher, blaugrauer Lehm erschlossen, der wohl der Grundmoräne angehört. Er enthält fast keine Geschiebe.

Diese Grundmoränendecke überlagert an mehreren Stellen (siehe auch S. 447) Terrassensedimente. Ob es sich aber um Hangendmoräne im Sinne von Würmmoräne handelt oder um die Ablagerung eines jüngeren Gletscherstandes, etwa aus der Rückzugszeit, ist nicht zu entscheiden.

Am Ausgang des Gschnitz Tales zieht die Grundmoräne ober „Außer Birchet“ in breiten Streifen am Hang hinaus und vereinigt sich hier mit der Hangendmoränendecke des Silltales, von der sie sich durch den Gehalt an großen Gneisblöcken unterscheidet. Diese verlieren sich in der Gegend von Salfaun. Kerner (11) gibt, aus der Moränendecke des Gschnitz Tales aufragend, zwei Moränenwälle an, einen älteren ober Salfaun (bei 1350 m) und einen jüngeren westlich „Außer Birchet“ (bei 1140 m). Im ersten Falle konnte ich einen Wall nicht feststellen, im zweiten Falle ist die Entscheidung schwierig, ob die wallähnliche Form durch eine Anhäufung von Gneisblöcken oder durch einen unter der Moränendecke befindlichen Vorsprung von Terrassensedimenten hervorgerufen wird.

Auch auf der rechten Seite des Gschnitz Tales geht die Grundmoränendecke des Gschnitz Tales allmählich in die Hangendmoränendecke des Silltales über. Diese liegt als schmaler Streifen am Oberrande (bergwärts) der Terrasse von Plon und ist hier als deutliche Grundmoräne mit gekritzten Geschiehen erschlossen.

Im Silltal unterhalb Steinach ist die Hangendmoräne besonders auf der linken Talseite weit verbreitet. Sie verliert sich hier erst bei 1300 m im Wald (Profil 6). Am rechten Talgehänge liegt eine dünne Lage von Hangendmoräne zwischen dem Malseiner Hof und der Kirche von Tienzens. Sie wird häufig von Grundgebirge durchbrochen.

Zwischen Tienzens und St. Kathrein mündet das Naviser Tal. In der ganzen Talsohle außerhalb der Kirche (1343 *m*) ist in ihm hin und hin eine mehr oder weniger mächtige Grundmoränendecke nachweisbar. Sie ist auf der rechten Talseite geringmächtiger und dabei selten eindeutig erschlossen. Hier führt sie gekritzte Geschiebe in größerer Anzahl (unter P. 1309 und am Ausgang des Tales inner „Ludler“). Auf der linken Talseite und am Bach ist sie mächtiger, stellenweise besteht sie aus feinem, zähem, grauem bis graublauem Lehm, der nur vereinzelt (nächst P. 1054) geschrammte Geschiebe aus den Tarntalern festhält.

Von W kommt gegenüber der Mündung des Naviser Tales das kleine Stutzer Tal vom Blaser ins Silltal herab. Zwischen 1200 und 1300 *m* liegt in ihm mächtige Grundmoräne (anscheinend über 50 *m*), die durch Erosion die Form eines in der Talrichtung verlaufenden Walles erhalten hat. Der „Wall“ liegt zwischen zwei vom Berghang herabziehenden Wasserrinnen. Es handelt sich um eine starke Aufschüttung von Grundmoräne im toten Winkel des Blaser und Habler Berges. Sie enthält Geschiebe (Gneise) aus dem Gschnitz Tal. Von 1300 *m* an zieht Bachschutt bis ins Silltal hinaus.

Vom liuken Hang des Stutzer Tales zieht Moränenschutt mit Unterbrechungen hinaus und erreicht im freien Silltalgehänge wieder eine Mächtigkeit von 2 bis 3 *m*.

Im Tal, das von Maria Waldrast herunterkommt, liegt Grundmoräne in weiter Verbreitung. Wie Geschiebe zeigen, stammt sie von Eis, das über den Blaser herüber, aus dem Gschnitz Tal, hierher gelangt ist. Die Grundmoräne erstreckt sich weit in das „Lange Tal“ hinein und wird unter Maria Waldrast von jüngerem (? Schlern) (siehe S. 441) Moränenschutt überlagert. Sie zieht auch über den Sattel von Maria Waldrast und wird auf der Stubaier Seite erst bei 1520 *m* von den mächtigen Gehängeschuttströmen der Serles überdeckt.

Von Mitzens zieht die Hangendmoräne über die Felsterrasse von Rinderberg hinaus (Profil 10 und 11).

Auf der rechten Talseite zieht die Hangendmoräne ober Pfons in einer Höhe von ungefähr 1200 *m* talaus. Sie greift mit einzelnen Lappen bis über 1100 *m* hinab und überlagert hier stellenweise Terrassensedimente. Nach oben verliert sie sich ohne scharfe Grenze im Walde.

Nördlich der Mündung des Arz Tales, nächst Inner Erlach (vor P. 1076), steht an der Straße Grundmoräne auf Fels an. Sie enthält kleine, vereinzelt auch geschrammte Geschiebe und scheint Lokal-(Arz Tal)moräne zu sein.

Von Niederstraße bis Tillingen zieht Hangendmoräne talaus. Ober Tillingen geht sie in Lokalmoräne des Vikar Tales über (siehe S. 438).

Oberhalb des Oberegg-Hofes zieht die von Klebelsberg (14) beschriebene Ufermoränenterrasse eines Sillgletschers der Rückzugszeit in 1280 *m* (Werbelisebene) entlang. An sie schließt weiter südlich ein kleiner Fleck von Hangendmoräne an.

Der Serles gegen das Silltal vorgelagert, umschließen niedere Höhenrücken (Gleinser Mähder) eine weite Mulde, die vom Zirken Bach entwässert wird. Grundmoräne kleidet hier die weiten Mulden und

Hänge aus. Sie ist stark lehmig, vereinzelt führt sie auch gekritzte Geschiebe. Sie hat in tieferen Lagen eine Mächtigkeit von mehreren Metern, höher oben und seitlich läuft sie allmählich im Walde aus.

Während die Hangendmoräne am Ausgang des Stubai Tales auf der rechten Talseite, ober Schönberg, nur mehr in schmalem Streifen erhalten ist, erstreckt sie sich auf der gegenüberliegenden Talseite über große Flächen. Ein kleiner Fleck von schöner Grundmoräne mit reichlich gekritzten Geschieben liegt nächst Luimes. Von Kapfers (bei 1100 *m*) an zieht dann die Hangendmoräne geschlossen talaus, allmählich sich ausbreitend und dabei tiefer in das Tal hinabreichend. Gegenüber Schönberg erreicht sie ihre größte Tiefe bei 900 *m*. Sie liegt hier auf Grundgebirge auf. Oberflächlich ist die Hangendmoräne übersät von größeren und kleineren erratischen Blöcken aus dem Hintergrund des Stubai Tales.

Ein kleiner Fleck von Grundmoräne tritt bei 750 *m* am Westhang des Burgstall (westlich unter P. 861) auf. Die Moräne führt zahlreiche schön gekritzte und polierte Geschiebe. Ob es sich hierbei um angeklebte Hangendmoräne oder um Liegendmoräne handelt, ist nicht zu entscheiden.

Nördlich der Mündung des Vikar Tales ist Hangendmoräne zuerst nur spärlich vorhanden. Lehmiger Boden und Sumpfwiesen im Walde ober Tarzens (ober 1300 *m*) deuten auf Grundmoräne (? Hangendmoräne) hin.

Ober Patsch, am Oberrand der Terrasse, zieht Hangendmoräne als schmaler Streifen am Waldrand entlang. Gegen N aber verbreitert sich die Grundmoräne rasch, reicht im E ungefähr bis zur Salzstraße, während die Westgrenze gegen Igls hinaus ungefähr dem Waldrand folgt. Diese Grundmoränendecke wird häufig von gerundeten Felskuppen durchbrochen, mitunter schauen auch Terrassenschotter vor (siehe S. 456). Die größten dieser Felskuppen sind Rosengarten (1046 *m*) und Goldbichl (1023 *m*). An der Ostseite des Rosengarten liegt ein kleiner Felssturz. Östlich Igls, im Ullwald, steht bloßer Fels auf größere Strecken an.

Nördlich Vill liegt Hangendmoräne am Südfuß der Lanser Köpfe. Sie zieht, in Resten erhalten, durch den Wald zur Poltenhütte, wo sie einen kleinen Rest von Terrassenschottern überlagert. Von hier zieht sie über den Lemmen Hof hinunter, vereinzelt Terrassensedimente überdeckend.

Die Grundmoränendecke, die auf der linken Talseite aus dem Stubai herauszieht, erreicht gegenüber Schönberg große Breite (von 1360 *m* bis 900 *m*, Profil 13). An ihrer Oberfläche liegen zahlreiche große Erratica, besonders Gneise aus dem Stubai, herum. Am Fahrweg von Telfes nach Kreit und an der Stubaitalbahn ist sie erschlossen: Stark lehmig, mit schön gekritzten und polierten Geschieben.

Grundmoräne (Hangendmoräne) zieht ein Stück ins Neder Tal hinein. Beim Stocker Hof (1170 *m*) vermischt sich anscheinend die Grundmoräne des Sill- und Stubai Tales mit lokalem Moränenschutt aus dem Neder Tal. Dieser enthält fast durchwegs nur Geschiebe der Saile-Trias,

besonders augenfällig sind geschrammte Partnachmergel. In höheren Lagen geht dann der Lokalmoränenschutt ohne scharfe Grenze in Bachschutt über.

Vom linken Hang des Neder Tales zieht die Hangendmoräne über die Hötzer Höfe und „Scheipen“ gegen das Inntal hinaus. Sie reicht bis gegen 1200 *m* am Hang hinauf. Ihre Untergrenze folgt ziemlich genau der Trasse der Stubaitalbahn bis Raitis. Im Mühlbachgraben buchtet die Hangendmoränendecke ein und biegt über die Nockhöfe in das Inntal ein. Bei Edenhaus zieht sie zum Geroldsbach hinab.

Außer dieser großen Verbreitung von Hangendmoräne, die geschlossen aus dem Stubai-Tal heraus bis auf die Inntalterrasse westlich Natters führt, liegt Hangendmoräne, auf letzterer nur mehr in kleinen Flecken verstreut. So am Fahrweg von Natters zur Brenner Straße, am Hohlweg am Berg Isel, beim Sonnenburger Hof, beim (alten) Jesuiten Hof. Hangendmoräne mit gekritzten Geschieben liegt auch beim Gasthaus Eichhof am Abhang zum Geroldsbach.

Zusammenfassung und geschichtliche Übersicht.

Im bisherigen wurden die quartären Ablagerungen im Gebiet näher dargestellt. Es hat sich dabei nachfolgende Übereinanderfolge ergeben. (Von unten nach oben zu lesen.)

Gehängeschutt, Felsstürze, Flußalluvionen.

Ablagerungen der Stadialzeit.

Hangendmoräne (Würm-Eiszeit).

Terrassen-Sedimente (Riß-Würm Zwischeneiszeit)	{ Schotter, Bänderton und Mehlsand, Schotter, Bänderton und Mehlsand.

Liegendmoräne (Riß Eiszeit).

Matreier Konglomerat (Mindel-Riß-Zwischeneiszeit).

Gletschergeschliffenes (?) Grundgebirge.

Das Matreier Konglomerat, das bei 900 *m* an der heutigen Talsohle liegt, zeigt, daß die Sill sich schon spätestens in der Mindel-Riß-Zwischeneiszeit hier bis zur heutigen Tiefe eingeschnitten hat.

Ähnliches zeigen auch die Liegendmoränen. Beim Bergerhof (bei 1000 *m*) und bei der Stefansbrücke (bei 700 *m*) liegen sie knapp ober der heutigen Talsohle. In beiden Fällen liegt die Moräne auf Grundgebirge auf. Die Liegendmoräne, die vom Wächterhaus 84 talaus zieht, liegt bei 900 *m*. Ihrer Lage nach können auch die Grundmoränen bei Vill und Patsch Liegendmoräne sein. Daraus geht hervor, daß schon zur Riß-Eiszeit die Felssohle des Silltales ungefähr die heutige Form und Tiefe hatte. Blaas' Annahme, daß das Silltal (auch in der Tiefe) keine postglaziale Bildung ist, wird dadurch im großen und ganzen bestätigt.

Im Liegenden der Terrassensedimente treten sowohl im Sill- wie auch im Inntal häufig Bändertone und Mehlsande auf. Es sind

Ablagerungen stehender Gewässer. Im Silltal sind sie am Fuß des Burgstall erschlossen (Bändertone und Mehlsande bei der Stefansbrücke, bei 700 m; Mehlsande entlang der Brennerstraße und an der Ruez, bei 730 m). Weiter talein fehlen sowohl im Sill- wie auch im Stubai-Tal größere Vorkommen in dieser Höhenlage. Nur inner Matriei, gegenüber dem Rhombberg Elektrizitätswerk auf der linken Talseite, liegen geringmächtige Mehlsande mit starker Kreuzschichtung. Sie gehören auch ins Liegende der Terrassenschotter. Es ist sicher, daß es sich hier um Ablagerungen eines Sees handelt, der das äußere Silltal, nördlich der Mündung des Stubai-Tales, erfüllte und der vielleicht auch kürzere Zeit bis in die Matriei Gegend hineingereicht hat.

Im Inntal gehört das große Bändertonglager bei der Figge (bei 600 m, nächst Schloß Mentelberg) ins Liegende der Terrassenschotter; wahrscheinlich auch das Mehlsandvorkommen am Hohlweg (Berg Isel). Diese beiden entsprechen einem Bändertonghorizont, der außerhalb des Aufnahmegebietes noch weite Verbreitung hat (Arzler Kalvarienberg, Völs, Afling . . .). Auch hier handelt es sich um Ablagerungen eines großen Sees.

Daß Ablagerungen dieser Seen verhältnismäßig selten sind, erklärt wohl der Umstand, daß die mittleren Teile des Seebeckens nicht erschlossen sind (Inntal) oder daß sie in späterer Zeit stark erodiert worden sind (Silltal).

Nach oben folgen dann Schotter, teils als Verlandungsserie über Sande hervorgehend, teils transgressiv die Sande und Bändertone schneidend; eine Erosion der Bändertone und Mehlsande ist hierbei durchaus möglich, sie wird durch einzelne Befunde auch wahrscheinlich gemacht.

Die höchsten Vorkommen von Terrassenschottern liegen am Nößlach bei 1375 m und im Navis Tal bei 1400 m. 1400 m dürfte somit wohl der Höchstgrenze im Auftreten der Terrassensedimente entsprechen. An der Vereinigung von Sill- und Stubai Tal liegen die obersten Vorkommen im allgemeinen bei 1100 m. Beim Innthalerhof, ober St. Peter, liegen noch Schotter, von Grundmoräne überlagert, bei 1210 m. Diese sind wohl Ablagerungen eines Schuttkegels, der den Terrassensedimenten aufgesetzt ist. 1100 m entspricht dann der Durchschnittshöhe im äußeren Silltal. Bei Matriei beträgt diese 1200 m. Gleiche Höhe erreichen die Schotter im Stubai (Ober Egg 1200 m). Der Anstieg der Schotteroberfläche betrug von Matriei bis Nößlach 2^o/_o und von Matriei bis Navis 3·3^o/_o. Weiter talaus wurde der Neigungswinkel kleiner. Im hintern Teil des Stubai Tales müssen die Schotter wohl stark erodiert worden sein (Eiserosion der Rückzugsgletscher und Erosion der Schmelzwässer derselben), da die Schotter heute bei 1200 m endigen. Gleiches gilt vom Gschnitz Tal.

Strukturell haben die Terrassenschotter an der Einmündung von Seitentälern stets das Aussehen von Schuttkegeln. Der große Neigungswinkel (um 20°) und die intensive Kreuzschichtung weisen aber auf Ablagerung in stehende Gewässer hin (Delta Schotter). Besonders häufig ist diese Struktur im Silltal zwischen der Mündung des Navis und des Vikar Tales. Die derartigen Ablagerungen entfallen nur auf basale Teile der Aufschüttung.

Nach oben folgen dann waagrecht geschichtete, his schwach gegen die Talmitte einfallende Schotter vom Typus normaler Flußschotter. Sie erreichen große Mächtigkeit (mehrere 100 *m*, von der heutigen Inntalsole bei Innsbruck aus gemessen).

Ihnen folgen wieder Bändertone und Mehlsande, die weit größere Verbreitung im Gebiet haben als jene im Liegenden der Schotter. Sie ziehen von der Navis Talmündung his gegen Patsch beraus (Terrasse von Tienzens 1040 und 1100 *m*, ober Mühlen 1060 *m*, Matreier Schloßberg 1000 *m*, Schönberg 950 *m*, nördlich Mieders 900 *m*, Burgstall 860 *m*). Auch das vermutete Vorkommen bei Patsch hätte eine Höhe von 900 *m*. Bei 1000 *m* liegt der kleine Aufschluß in gefaltetem Bändertone inner Kreit. Im äußeren Silltal war demnach zum zweiten Male ein See (Ablagerung des ersten Sees die Bändertone und Mehlsande im Liegenden der Schotter), der bis über Matrei hinein reichte. Seine Ablagerungen schneiden mitunter diskordant die liegenden Schotter. Demnach sind die Terrassenschotter vorher stellenweise erodiert worden. In den Ablagerungen dieses Sees ist ein Gehalt organischen Materials mit ziemlicher Sicherheit nachweisbar. Die zerdrückten Gastropodenschalen lassen ein nachträgliches Einschwemmen nicht gut erklären.

Auch dieser zweite Horizont von Bändertone und Mehlsand wird stellenweise von einer (mehr geringmächtigen) Schotterlage überdeckt.

Die Terrassensedimente sind interglaziale Fluß- und Seeablagerungen. Schon der Umstand, daß sie weit in die Nebentäler hineinreichen (Navis, Gschnitz, Stubai Tal), bedingt, daß in dieser Zeit Gletscher höchstens Größe und Ausdehnung wie in der späteren Daun Zeit gehabt haben können.

Im Verbands der Terrassenschotter treten häufig stark verfestigte Lagen auf. Sie lassen sich meist über weite Strecken verfolgen und sind, da sie meist wenig über wasserundurchlässigen Schichten (Grundgebirge, Liegendmoräne) auftreten, in ihrer Bildung wohl vom Grundwasserspiegel abhängig.

Nach Ablagerung der Terrassensedimente trat starke Erosion derselben ein (zum Teil wohl bewirkt durch die Schmelzwässer beim Vorstoß der letzten [Würm-] Großvergletscherung).

Durch zeitweilige Verminderung und Steigerung der Erosionstätigkeit wurden Talböden geschaffen, deren Reste die Terrassen bilden. Sie springen als ganz schwach geneigte, ebene Flächen gegen die Talmitte vor, und erscheinen schon durch ihre Form als Bildungen fließender Wässer. Bei der Terrasse von St. Peter z. B. beträgt der Anstieg 8%, bei Tienzens 2%. Besonders verbreitet ist als Rest eines alten Talbodens das Terrassensystem, das von der Inntalerrasse (800 bis 900 *m*) in Sill und Stubai Tal hineinzieht. Im Stubai Tal sind es die Terrassen von Oberegg (1203 *m*) und Unteregg, vom Rain (1050 *m*), Obergasse (1050 *m*), von Fulpmes, Telfes und Mieders (953 *m*). Im Silltal gehören ihm die Terrassen an: von Inner Birchet (1180 *m*, am Eingang ins Gschnitz Tal) von Plon (1150 *m*), von Maur (1100 *m*), Tienzens (1100 *m*), Mitzens (1100 *m*), Pfons (1050 *m*), Tillingen (1050 *m*), St. Peter (1040 *m*), Schönberg (1000 *m*), Patsch (1000 *m*). Bei Igls und Mutters gehen die

Terrassen des Silltales in die Inntalterrasse über. (Die Höhenangaben beziehen sich auf den Unterrand der Terrassen.) Die damalige Silltalsohle hatte zwischen Plon und Igls ein Gefälle von 1·8%. Heute beträgt das Gefälle der Sill auf derselben Strecke 2·5%.

Unter diesem großen, gut entwickelten Terrassensystem folgt, schlechter ausgebildet, ein kleineres, tieferes, das wohl gleiches Alter hat wie das Ahrn Tal.

Über dieses Relief hat die letzte Großvergletscherung (Würm) ihre Grundmoränen gebreitet.

Im wesentlichen ist der Grund des Silltales älter als postglazial. Nur die in den Fels geschnittene Sillschlucht, der glaziale Ablagerungen fehlen, ist postglazial. Ebenso sind es die Epigenesen bei St. Kathrein, Schloß Trautsohn, Sonnenburg und Berg Isel.

Die Form und der Mangel an Hangendmoräne machen es wahrscheinlich, daß beim Rückzug der letzten Großvergletscherung deren Schmelzwässer die Trockentäler bei Natters und Vill geschaffen haben. Vereinzelt liegen auch Seitenmoränen aus dieser Zeit vor (Werbelis Ebene, Mieslmähder-Navis).

Die Moränen der Stadialzeit teilen sich auf fünf Gruppen auf. Die Moränenwälle der tiefsten Gruppe erfordern eine Senkung der Schneegrenze bis 900 m unter die heutige. Hauptvertreter dieser Gruppe sind die Wälle am Ausgang vom Vikar und Arz Tal und bei Mieders im Stubai. Sie entsprechen völlig dem Schlern Stadium Klebelsbergs in Südtirol. Sie liegen meist schon im Siedlungsgebiet.

Für die nächsthöhere Gruppe ist mit einer Senkung der Schneegrenze um 600 m das Auslangen zu finden (Gschnitz I Stadium). Ihre Wälle sind sehr zahlreich und liegen schon meist weit hinten in den Seitentälern, in Höhen um 1600 bis 1500 m.

Eine weitere große Gruppe von Moränenwällen erfordert eine Senkung der Schneegrenze um 400 bis 500 m unter die heutige. Sie steht demnach zwischen Daun und Gschnitz, ist aber diesem mehr genähert als jenem und läßt sich in beide nicht einordnen. Für diese Gruppe von Moränenständen habe ich im Einvernehmen mit meinem Freunde Josef Ladurner den Namen Gschnitz II (Senkung der Schneegrenze um 400 bis 500 m) verwendet. Das eigentliche Gschnitz Stadium (Senkung um 600 m) wurde mit Gschnitz I bezeichnet. (Siehe auch S. 435!)

Das nächsthöhere Daun Stadium erfordert eine Schneegrenze 300 m unter der heutigen.

Ihm folgen teils frührezente, teils rezente, jüngere Wälle, für deren Erklärung oft eine ganz geringe Schneegrenzensenkung schon ausreichend ist, oft eine solche von 100 bis 150 m.

Die meisten dieser stadialen Moränen sind wohl ausgebildete Wälle, die zeigen, daß Gletscher längere Zeit hindurch hier stationär gelegen haben. Das allmähliche Höherrücken der Schneegrenze bildet sich in der Lage der Moränenwälle ab, die in geschlossener Reihe vom Schlern Stadium bis zu den heutigen Gletschern hinaufführen.

Der Verlauf der Quartärzeit (Übersichtstabelle).

Postglazialzeit	Erosion Rezente Schuttbildungen	Fluß-Terrassen
Stadialzeit	Moränenwälle Erosion	Trockentäler
Würmeiszeit	Hangendmoräne	
Riß-Würm Zwischen Eiszeit	Erosion Schotter Bänderton und Mehlsande Erosion Flußschotter Deltaschotter Erosion Bänderton und Mehlsande Erosion	Terrassenbildung 2. See 1. See
Riß-Eiszeit	Liegendmoräne	
Mindel-Riß Zwischen Eiszeit	Matreier Konglomerat Denudation?	
Mindel? - Eiszeit	Gletscherschliff?	

Benützte Literatur.

1. Ampferer O. Studien über die Inntalterrasse. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1904, Bd. 55.
2. Ampferer O. Über die Entstehung der Inntalterrasse. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1908.
3. Ampferer O. Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntales. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1925, Bd. 65.
4. Ampferer O. und Klebelsberg R. v. „Rückzugsstadien“ oder „Schlußeiszeit“. Zeitschrift für Gletscherkunde, Berlin 1929, Bd. 17.
5. Blaas J. Notizen über die Glazialformation im Inntal. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1884.
6. Blaas J. Über die Glazialformation im Inntale. Zeitschrift des Ferdinandenms Innsbruck, 3. Folge, 29. Heft, Innsbruck 1885.
7. Blaas J. Erläuterungen zur geologischen Karte der diluvialen Ablagerungen in der Umgebung von Innsbruck. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1890, Bd. 40.
8. Blaas J. Notizen über die diluvio-glazialen Ablagerungen im Inntalgebiet. Bericht des Naturwissenschaftlich-medizinischen Vereins in Innsbruck, 19. Jahrgang, 1889/90 und 90/91, Innsbruck 1891.
9. Blaas J. Der Boden der Stadt Innsbruck. Bericht des Naturwissenschaftlich-medizinischen Vereins in Innsbruck, 22. Jahrg., 1893—1896, Innsbruck 1896.
10. Hammer W. Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Ötztal, Wien 1929.
11. Kerner F. v. Marilaun. Die letzte Vergletscherung der Centralalpen im Norden des Brenner. Mitteilungen der k. k. Geographischen Gesellschaft in Wien, 1890.

12. Kerner F. v. Marilaun. Die Verschiebung der Wasserscheide im Wipptal während der Eiszeit. Sitzungsbericht der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Bd. C, I., 1891.
13. Kinzl H. Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. Zeitschrift für Gletscherkunde, Leipzig 1929, Bd. 17.
14. Klehelsberg R. v. Alte Moränen am Brenner in Tirol. Gschnitz Moräne am Mieskopf bei Matrei (Brenner). Die Gschnitz Moräne im Arzthal bei Innsbruck. Zeitschrift für Gletscherkunde, Leipzig 1929, Bd. 17.
15. Novak E. Die Entstehung der Inntalterrasse. Geologische Rundschau, Bd. 9, Leipzig 1918.
16. Penck A. Der Brenner. Zeitschrift des D. u. Ö. A. V., Bd. 18, München 1887.
17. Penck A. und Brückner E. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909.
18. Penck A. Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. Sitzungsbericht der Preussischen Akademie der Wissenschaften, Bd. 20, Berlin 1922.
19. Schmidt E. Beiträge zur Morphologie des Wipptales in Tirol. Inaugural-Dissertation, Borna -- Leipzig, 1917.
20. Sölch J. Studien über Gebirgspässe. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde. Bd. 17, Stuttgart 1908.
21. Sölch J. Zur Entwicklungsgeschichte der Brennergegend. Deutsche Rundschau für Geographie, Bd. 24, 1912.
22. Sölch J. The Brenner Region. Sociological Review, London 1927.
23. Wehrli H. Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich zwischen Rhein und Salzach. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1928, Bd. 78.

DIE QUARTÄREN ABLAGERUNGEN IM SILLTAL.

