

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 Niederthei, 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 morphologische Untersuchungen angestellt. Neben einer ziemlich dichten Begehung des eigentlichen Arbeitsgebietes wurden Exkursionen auf den Narrenkogel und zur Gubener Hütte, auf den Hämmerachkogel, 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 eingefafßt, 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 vorhandenen 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 zermalmtm 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 Ötztaler 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 einschnitt.

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 Talgehanges (25, S. 296) machen unseres Erachtens nach einen großen Bergsturz wahrscheinlich. Zwischen Wenderkogel und Wurzburg erstreckt sich hier eine große Ausbruchnische von der Ausdehnung des Maurachwalles. Etwa 1.5 km^3 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 beigelegte 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 Schwächepunkten 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 grobblockigen 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 durchbrochen 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 Daunmoränen (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 Ötztales 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 Ötztales 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.

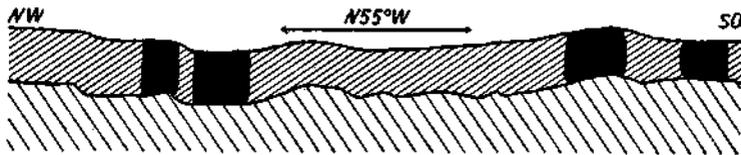


Fig. 1. Der aufgeschlossene, jetzt überdachte Teil des Bimssteinganges (zirka 2,5 m lang). Weite Schraffen (zeigen den Verlauf der N-S-Richtung an) = anstehender Augengneis; enge Schraffen = Bimssteingang; schwarz = entnommene orientierte Bimssteinstücke. Grundriß.

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 (Aufhellung!) 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 Bergsturzmaterial 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

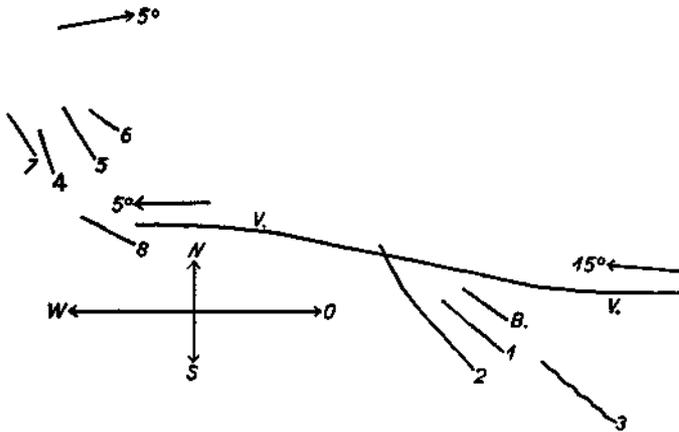


Fig. 2. Die offenen Klüfte in der Umgebung des Bimssteinganges. B = Bimssteingang; V = Verwerfung; 1—8 = offene Klüfte.

(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 Abtragungsvorgänge (durch den vielleicht etwas später erfolgten Bergsturz) aufgeschlossen wurde.

Daß das Alter der Lava (22, S. 250) an die Wende vom Oligozän 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.

Etwa 50 m nördlich, etwas oberhalb der Kirche von Köfels, tritt unter dem Rasen eine kleine Fläche von anstehendem Angengneis zutage. Diese leicht gerundete Fläche ist so vollkommen glatt und eben, daß es sich nur um einen Harnisch handeln kann. Teilweise ist auch noch die Politur erhalten. Diese Rutschfläche streicht N 35° O corr. und fällt 12—15° O. Eine ähnliche, aber nur ein paar Quadratmeter große Fläche, die N 20° O corr. streicht und 16° O fällt, findet sich bei Spalte 7 (Fig. 2).

Östlich unter dem Schartl ist zwischen etwa 1670 und 1820 m Seehöhe eine große Gleitfläche, die in zirka 1700 m Höhe N 7° O corr.

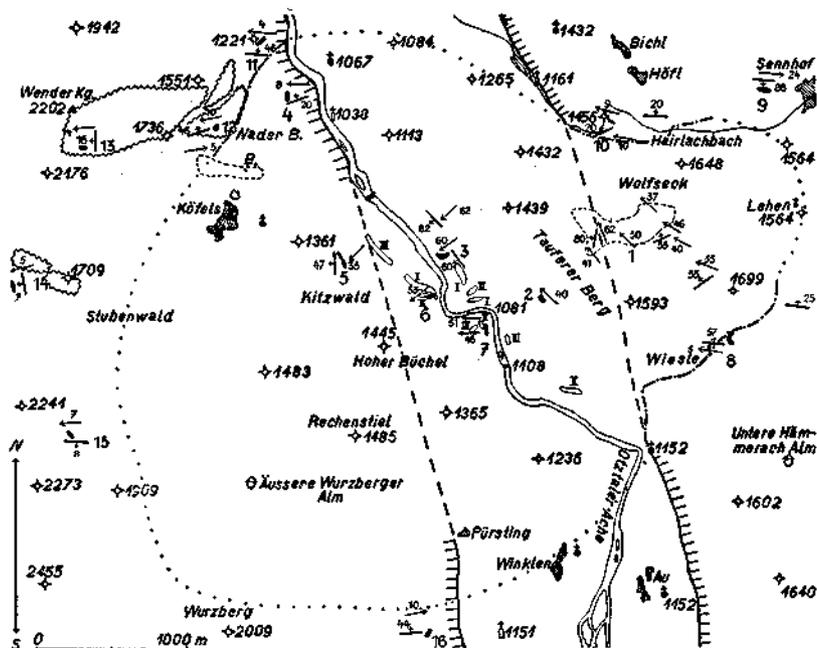


Fig. 3. Der Maurach-Talriegel und seine Umgebung. Die dick gestrichelte Linie zeigt den Talverlauf vor der Hebung des Riegels an; Striche und Punkte = Grenze zwischen gehobenem zerrüttetem und ungestörtem nicht gehobenem Gebiet; Punkte = ungefährer Verlauf der Erschütterungsgrenze; Wellenlinien umgrenzen die kleineren und größeren Harnische; die fein gestrichelte Linie umgrenzt das Gebiet der in der Umgebung des Wolfseck und des Bimssteinganges gemessenen offenen Klüfte; B = Bimssteingang; schwarz = Bereiche, an denen je 200 Klüfte gemessen wurden; I—III = jüngere Terrassenreste in der Maurachschlucht (I = die unteren, II = die mittleren, III = die oberen).

streicht und 24° O fällt. N. Lichtenecker (22, S. 248) hat recht, wenn er anführt, daß es in den ganzen Alpen keine gletschergeschliffene Fläche von 250 m Länge und 40 m oder mehr Breite ohne eine Spur von Wellung gibt. Als weiteres absolut sicheres Kriterium kommt noch das Auftreten von Harnischmylonit hinzu. Auch der ganz steile Teil nördlich des Schartels über der vorhin erwähnten Rutschfläche weist größtenteils Harnischflächen auf.

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 abschwenkt 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 Kluftrichtung 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.

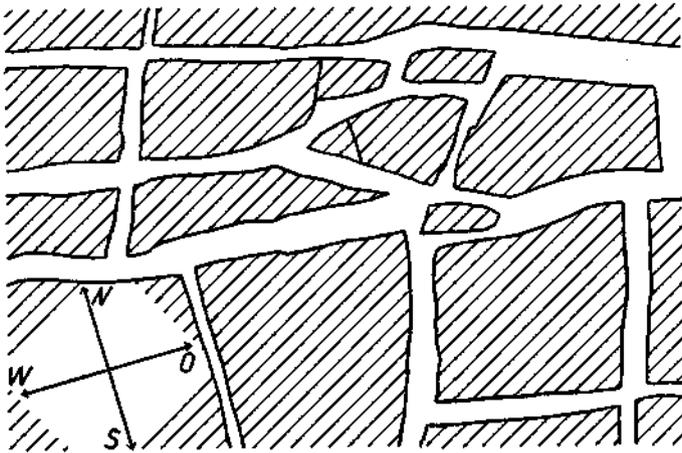


Fig. 5. Ansicht eines kleinen Teiles von einem zertrümmerten eisgeschliffenen Rundhöcker. Schraffiert = in Schollen zerfallener Augengneis; weiß = die bei der Zertrümmung aufgerissenen Spalten. — Aufschlußlänge zirka 6 m.

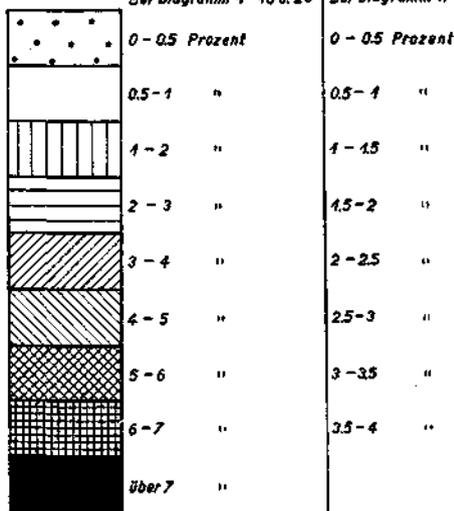
Fig. 5 zeigt in einem kleinen Ausschnitt von einem zertrümmerten Rundhöcker in zirka 1620 m Höhe westsüdwestlich unter P. 1648 die Art der Zerklüftung. Dieser eisüberschliffene Felsrücken bricht besonders auf seiner Nord- und Westseite mit senkrechten Wänden ab. Auch hier wurde bei der Zertrümmerung 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 1-16 u. 20 | Bei Diagramm 17-19



= Streckaxe



= Pol der Schieferung

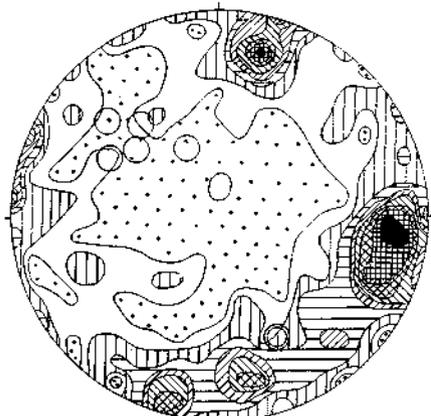


Fig. 4.

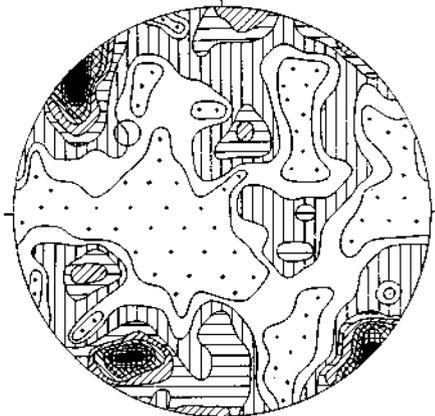


Fig. 6.

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.

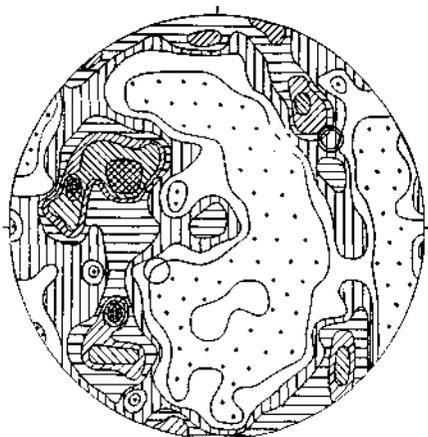


Fig. 7.

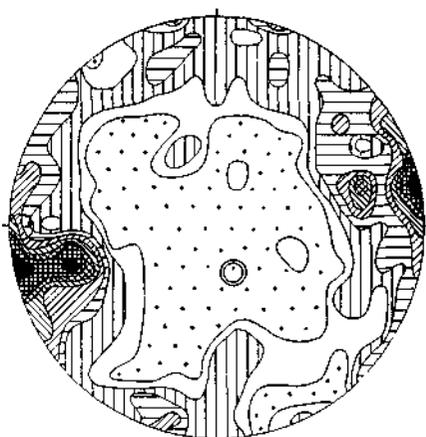


Fig. 8.

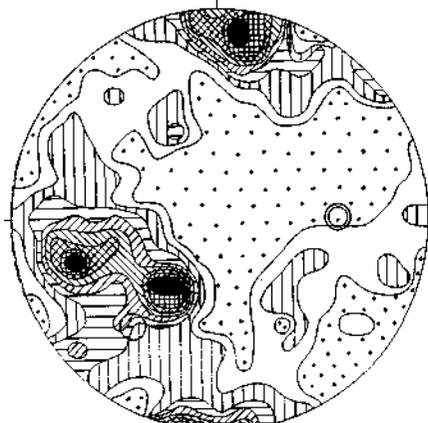


Fig. 9.

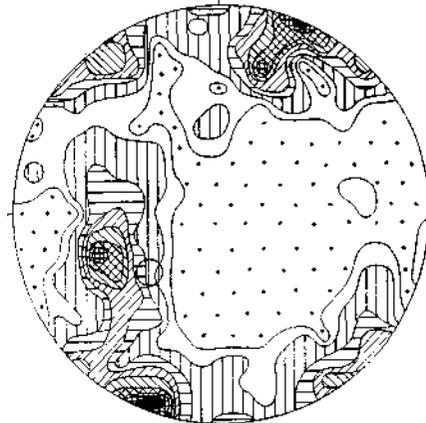


Fig. 10.

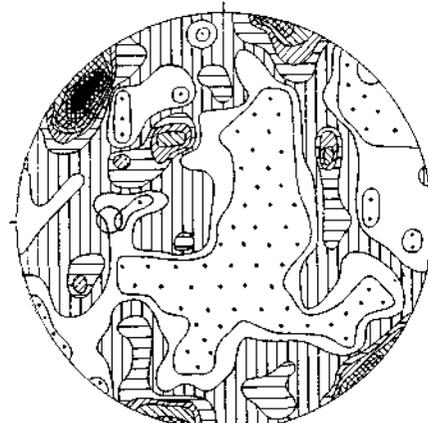


Fig. 11.

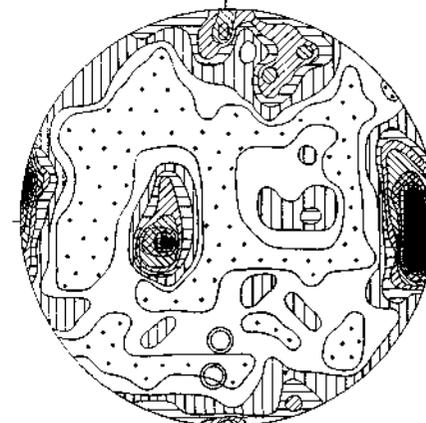


Fig. 12.

doch größtenteils um Querklüfte $\perp B$ handeln. Die Klüfte des dritten Maximums streichen $160-170^\circ$ und fallen $55-65^\circ$ 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 $105-118^\circ$ streichenden Klüfte stehen großenteils saiger, fallen steil N und bis $60^\circ S$. Ein $158-165^\circ$ streichendes System fällt $50^\circ O$. Teilweise handelt es sich hier sicher um Querklüfte $\pm \perp B$. Ganz schwach tritt ein Kluftsystem hervor, das $48-60^\circ$ 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 $34-50^\circ$ 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 $48-64^\circ$ und fallen um 50° nach SO, die des anderen streichen $144-152^\circ$ und fallen um $50^\circ W$.

Diagramm, Fig. 12. Dieses Diagramm entstammt einem Aufschluß im ungestörten Augengneis am Waldrand östlich ober Wiesle. 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 $155-164^\circ$ 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 ungewein 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 Kluftschar, 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 Kluftschar 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 Kluftschar hervor, deren Streichrichtung zwischen 110 und 136° schwankt und \pm saiger steht. Eine darauf ungefähr senkrecht stehende Kluftschar zieht 48—56° und steht ebenfalls saiger. Ein kleines Maximum entspricht einer 16—22° streichenden Klufthäufung, 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 Klufflagen zieht 124—132° und steht saiger. Ein 154—162° streichendes Kluftsystem fällt 68—80° *W*. Eine andere Kluftschar 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 Kluffrichtungen 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

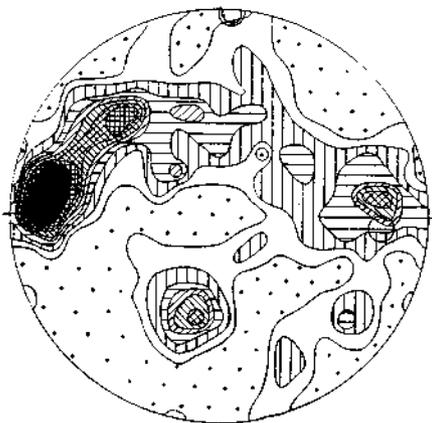


Fig. 13.

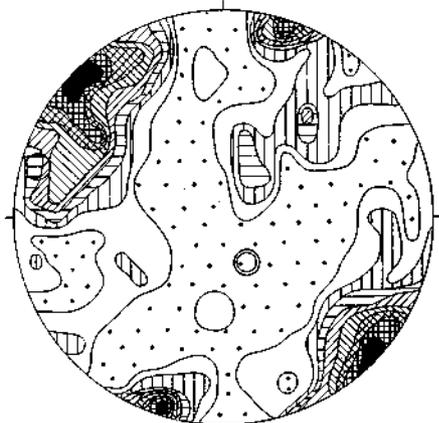


Fig. 14.

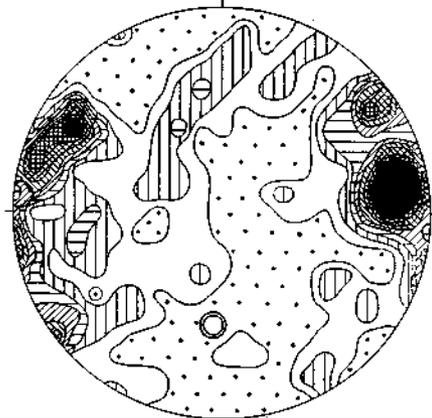


Fig. 15.

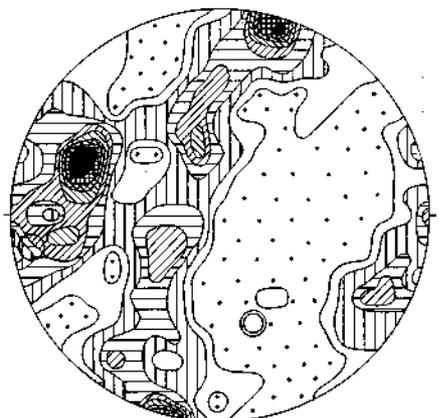


Fig. 16.

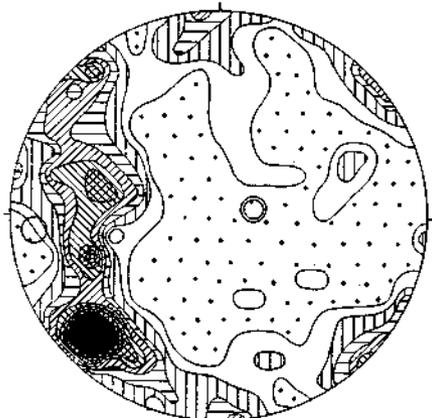


Fig. 17.

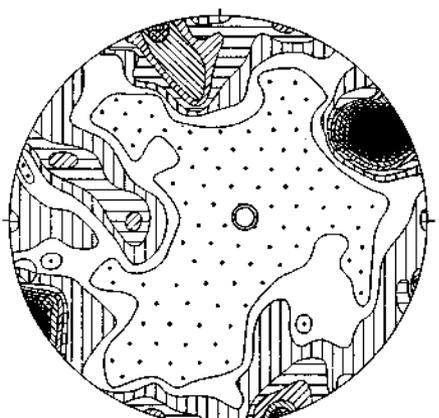


Fig. 18.

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 bis saiger. Diese Klüfte verlaufen zur B-Achse ungefähr parallel.

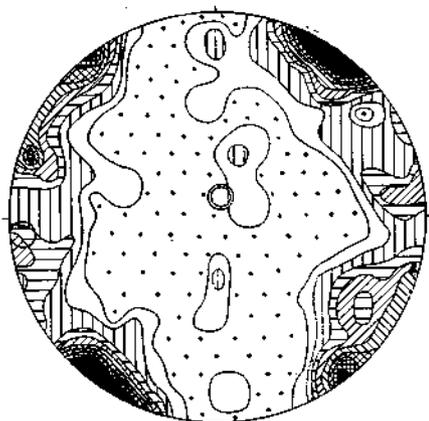


Fig. 19.

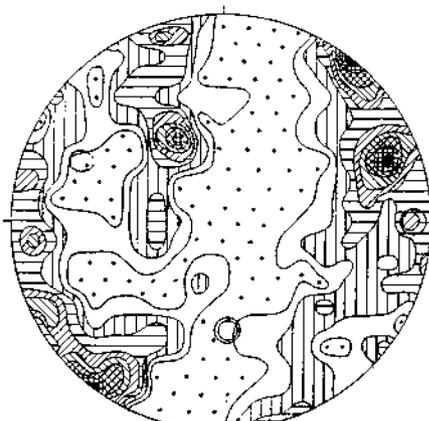


Fig. 20.

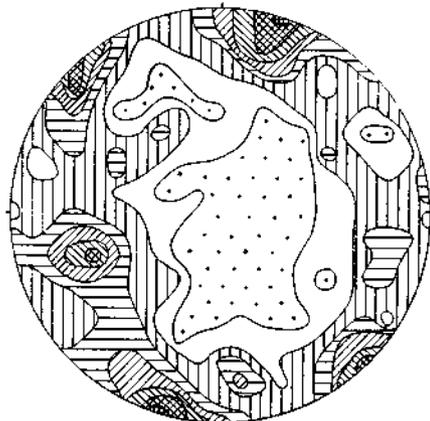


Fig. 21.

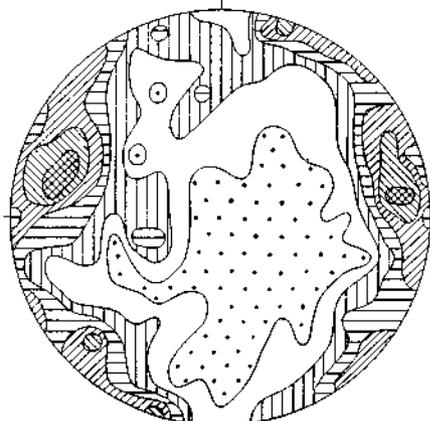


Fig. 22.

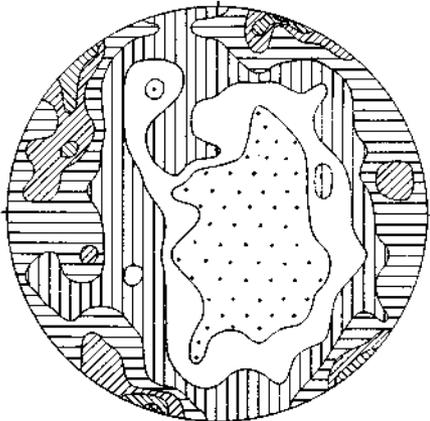


Fig. 23.

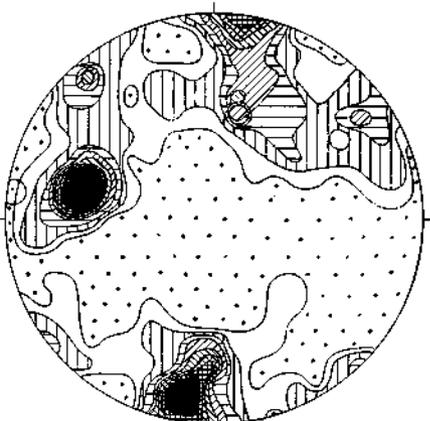


Fig. 24.

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 unzerütteten 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 übergehen.

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 Hairlachtales 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. Hieher gehört wohl auch die kleine Verebnung am 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.

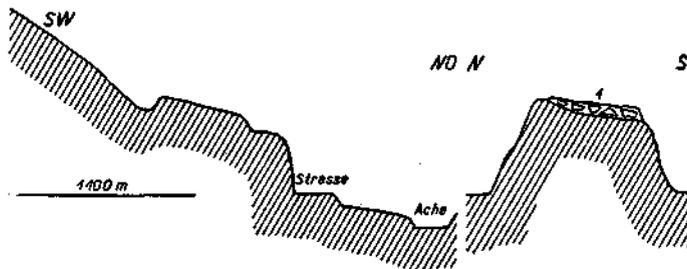


Fig. 25. Profile durch den Felsporn südlich der Brücke P. 1081, der eine kleine Verebnung in zirka 1120 m und eine größere zwischen 1130 und 1140 m aufweist. Schraffiert = Grundgebirge; 1 = grobes Blockwerk.

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 Ötztaler 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 überrollen, 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

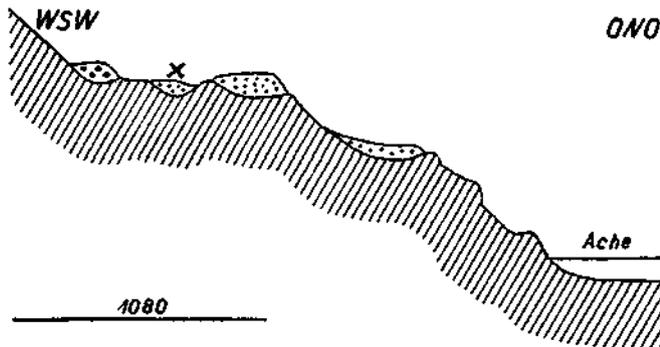


Fig. 26. Profil durch den Felsrücken nordwestlich von P. 1081. Schraffiert = Grundgebirge; feine Punkte = Hangschutt mit eckigen und kantengerundeten Blöcken, beim X = schiefer, nach S gerichteter Anschnitt; grobe eckige Punkte = Hangschutt mit eckigen Blöcken.

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, Abb. 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 Höfl 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 gröbere 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 Schlißflächen 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 Schlißflächen 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 lehmige 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

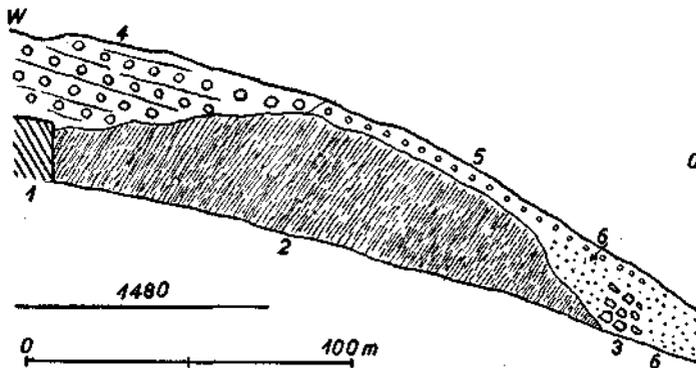


Fig. 27. Die Würm-Grundmoräne am Heinbach bei Leiten, gesehen von Süden. 1 = anstehender Schiefergneis; 2 = Grundmoräne; 3 = feine bis mittelgrobe Stücke von eckigem Schiefergneis, etwas verfestigt; 4 = mittelgrober bis grober Bachschutt, besonders im oberen Teil reich an meist kantengerundeten Blöcken 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 im 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 ungemein sauber den vorhandenen Schutt entfernen müssen. All dies zeigt, wie unmöglich 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-

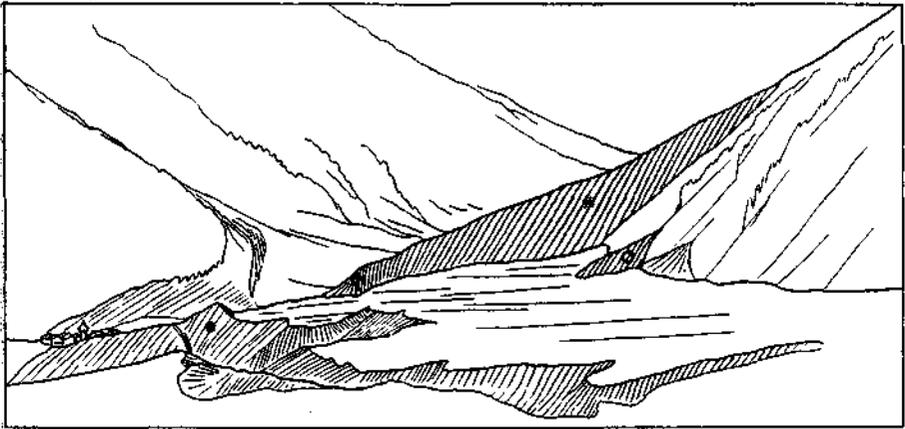


Fig. 28. Der große Schlernstirnwall \times auf der linken Talseite des Hairlachtals hinter Sennhof. Dem großen Wall, an den sich die Stauseeablagerungen von Niederthai anlagern, ist rechts ein kleines, weniger deutliches Wallstück \circ vorgelagert. Über die ebene Oberfläche der Terrassensedimente ragt der am weitesten nach O reichende Tomahaufen \bullet 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 minder 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

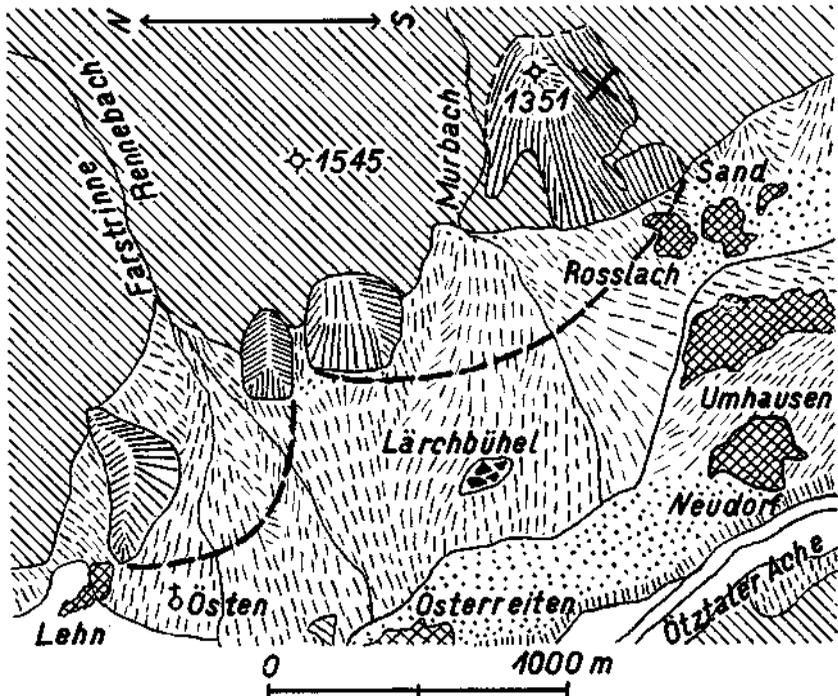


Fig. 29. Die Schlernstadien nördlich und nordöstlich von Umhausen (gezeichnet mit Benützung der geolog. Spezialkarte Bl. Ötztal von W. Hammer). Schraffiert = Grundgebirge; \times = Reste der Stadien; die dicken Striche zeigen die ungefähre ehemalige äußere Grenze dieser Stadien an; gestrichelt = Schuttkegel und Haldenschutt; Punkte = ganz ebene Teile der Schuttkegel; weiß = Fluviatilien.

im ganzen Ötztal (mit Ausnahme der Gneisblöcke am Nordfuße 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.

Diese Reste der unteren Moränengruppe gleichen sehr den von O. Ampferer (4, S. 321—326) beschriebenen, früher für ältere Schuttkegel gehaltenen Formen. Wahrscheinlich stellt das Wallstück östlich ober Osten als einziges einen Teil des ursprünglichen Walles vor. Diese Moränen sind sehr reich an feinsandigem, aber nicht lehmigem Material und mittlerem Blockwerk. Grobes findet sich nur wenig. Die Abgrenzung der Moräne östlich ober Roßlach in ihrem oberen Teil auf der Süd- und Ostseite ist hier mangels an Wallformen unsicher.

Da auf der Ostseite des Ötztales die Schlernstadien bis auf den heutigen Talboden (wahrscheinlich sogar noch tiefer) herunter reichen, würde man diese Erscheinung in noch größerem Maße auf der Westseite (schattigeren Seite) erwarten. Tatsächlich reichen aber im Umhausener Becken auf dieser Seite die Moränen nicht so tief herunter. Wohl finden sich aber im Längenfelder Becken auf dieser Talseite minder deutliche Reste solcher Stadien aus dem Einzugsgebiet des Leck- und Breitlehnbaches südlich von Gottsgut und nördlich von Mühl (westnordwestlich und westlich von Huben). Bei diesen Moränen ist es nicht ausgeschlossen, daß sie noch ein größeres Stück unter die heutige Talsohle hinabreichen.

Östlich von P. 1465, westlich von Umhausen, reicht teilweise sehr mächtiger Moränenschutt bis gegen 1100 m hinab, der trotz der Nordexposition des Einzugsgebietes von einem älteren Gletscherstande als Gschnitz I herrührt. Seine Ablagerung am Ostabhang südlich des Leiersbaches war nur dadurch möglich, daß der Fundustalgletscher durch einen noch mächtigeren Leierstalglletscher ganz nach O abgedrängt wurde. Wallformen sind hier nirgends mehr vorhanden. Die Beschaffenheit des Materials gleicht ganz der der Moränen nördlich und nordöstlich von Umhausen. Mitunter finden sich gut gerundete Stücke, stellenweise sind auch größere Blöcke häufig.

Bei der Vorderen Fundusalm ist auf der linken Seite des Fundusbaches ein gewaltiger Stirnwall mit deutlichem Rückfall gegen innen erhalten, von dem auf der anderen Bachseite gar nichts mehr vorhanden ist. Hier tritt das sandige Material zugunsten des Blockwerkes etwas zurück. Nahe hinter diesem Wallstück liegt auf der gleichen Seite der Rest eines viel weniger deutlichen Haltes, der an seiner Westseite etwas von einem von W kommenden Schuttkegel überronnen wurde. Der hauptsächlich aus mittelgroßen und einzelnen ganz großen Blöcken bestehende Moränenrest ist auch der Form nach von einem Schuttkegel verschieden. Auch seine Zusammensetzung, einzelne Biotitschieferblöcke und Schiefergneise, spricht eher für Moräne. Diese Wallreste sind einem Gschnitz-I-Stadium zugehörig. Ein Teil dieses damaligen Gletschers wäre zweifellos über das Schartl nach O übergeflossen, wenn nicht der Fundustalhang damals auf der Ostseite noch weiter hinaufgereicht hätte.

Vor der Mittleren Fundusalm ist ein kleiner Stauplan, der von einem von W kommenden Schuttkegel aufgestaut wurde.

Südlich ober P. 1823 liegt eine gewaltige, aus feinem bis grobem Material bestehende Stirnmoräne (15, S. 41), die vom Bach in der Mitte ganz zersägt worden ist. Die dazugehörige rechte Ufermoräne, die stellenweise einen sehr ausgeprägten Rückfall gegen den Berghang besitzt, läßt

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 im 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 Sulztales vor uns liegt. Bemerkenswert ist das steile Hinaufziehen der äußeren Grenze nach NNO, ganz ähnlich wie beim großen Stirnwall 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 Schartl 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 abseits 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

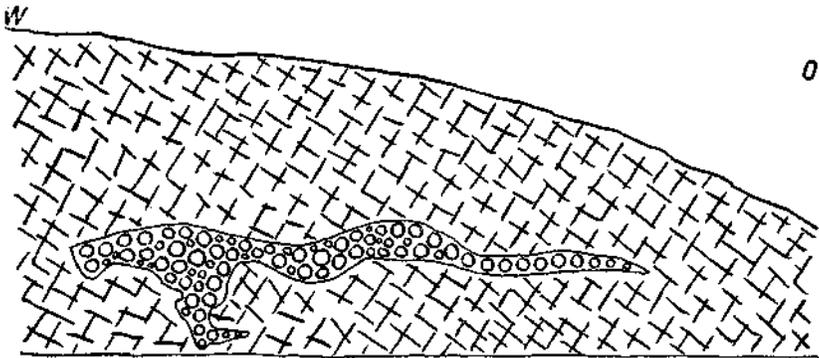


Fig. 30. Ansicht des weiter nach N verlegten Anschnittes in der Schottergrube nordöstlich von Winklen im Herbst 1931, gesehen von Süden. Ringelchen = graue Sande mit Geröllen, die im Liegenden und Hangenden von Bergsturzmasse umgeben sind, die hier hauptsächlich aus feinerem Material und nur vereinzelt 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. Lichtenecker (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 Geröll 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 Ötztales Gletscher handeln könnte. Moränen in der Form von Haufen von Geröll wie z. B. bei der verfallenen Hütte, in der Nähe von P. 1699 sind in den Zentralalpen eine unbekanntere 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 See-sedimenten hervorschaut. Der Hügel mit dem Kreuz südsüdöstlich von Sennhof, der auch ausschließlich aus Bergsturzböcken (Augengneis) besteht, ragt gegen 6 m über die Oberfläche der ihn überlagernden See-sedimente 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 glazial-geologischen 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 Geröll 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

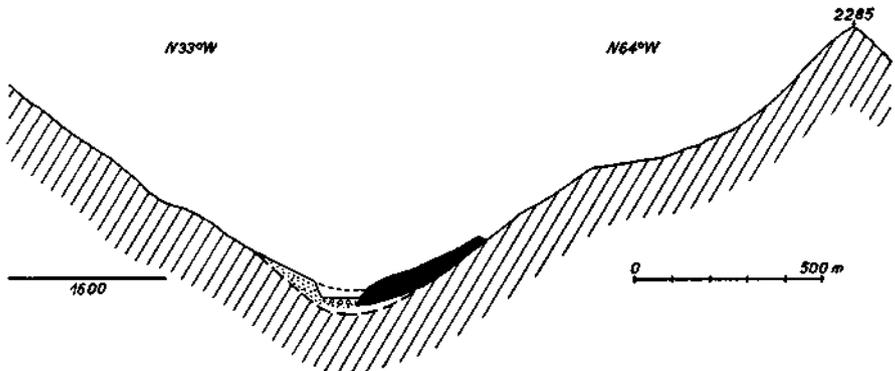


Fig. 31. Profil durch das Hairlachtal hinter Sennhof. Schraffiert = Grundgebirge; schwarz = Moräne der Schlußvereisung; Punkte = Ablagerungen eines Schuttkegels; Ringelchen = Bachaufschüttungen.

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 Köfeler 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 Ötztaler 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 Ötztaler 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 Längfelder 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 imstande 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 nur 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. Lichten-ecker (22, S. 245) anzunehmen scheint.

Das Vorhandensein des Stausees läßt auf eine frühere Abdichtung durch den Bergsturz schließen.

Im Längsfelder 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.

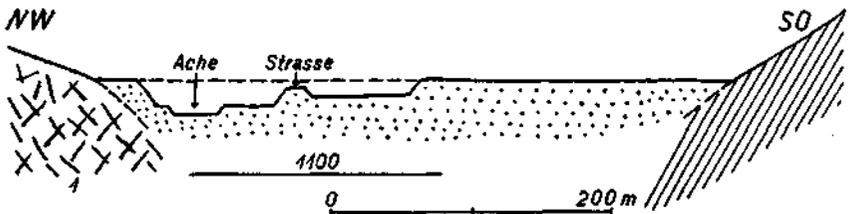


Fig. 32. Profil durch den nördlichsten Teil (am Ostrand) des Längsfelder Beckens südlich von P. 1152. Schraffiert = Grundgebirge; 1 = Bergsturzbloswerk; Punkte = Flußalluvionen.

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 zertrümmerter 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-

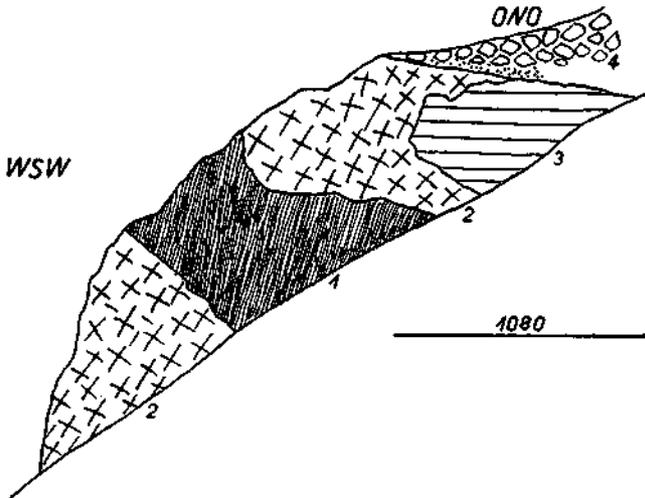


Fig. 33. Die nördliche Wand in der großen Runse ostnordöstlich ober P. 1037, gesehen von Süden. 1 = ganz zertrümmerter Diabas; 2 = Bergsturzmasse; 3 = riesiger Augengneisblock; 4 = Haldenblockwerk, nach oben an Größe abnehmend, unten Blöcke bis 1 m Durchmesser, eckig oder etwas kantengerundet; Punkte = 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

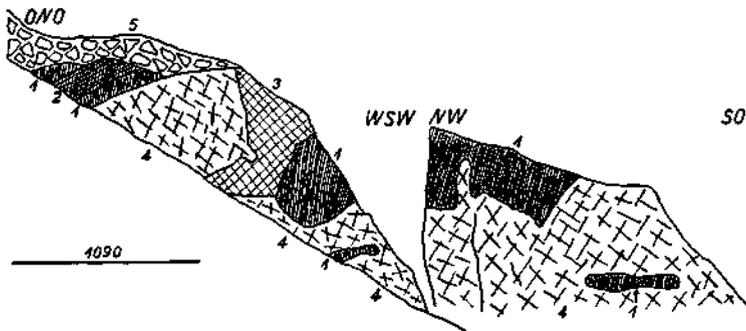


Fig. 34. Die südliche Wand in der großen Runse ostnordöstlich ober P. 1037, gesehen von N und ein Teil des nach S anschließenden Hanges von SW gesehen. 1 = ganz zertrümmerter geschieferter Diabas; 2 = ganz zertrümmerter geschieferter Diabas mit erdigen Lagen, die kleinere eckige Diabasstücke enthalten; 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 zermürrert.

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 Schriffflächen, 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 Kluffmessungen 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 Scharthl 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 Winklen 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 Scharthl 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 Scharthl ein ganzes Kammstück von 1 km Breite fehlt, es dürfte vielmehr nur eine Breite von etwa $\frac{1}{2}$ km gehabt haben.

N. Lichtenecker (22, S. 230) hat sicher recht, wenn er sagt, daß es aussieht, als ob die höheren Teile des rechten Fundustalhanges 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 Scharthels.

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 herüberschoben 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-

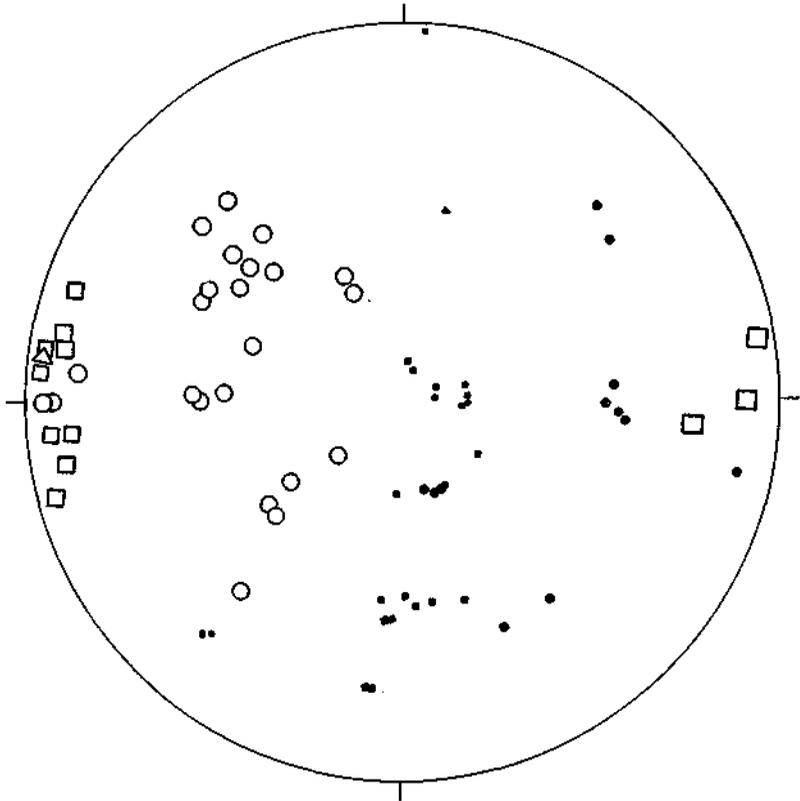


Fig. 35. Dieses Diagramm stellt die Lage der Schieferungsflächen und der Streckachsen im Riegelgebiet dar. Kreise = die Durchstichpunkte der Streckachsen im zerrütteten Gebiet, Quadrate im ungestörten Gebiet, Dreieck im Granodioritgneis bei der Brücke unter der Auplatte; runde Punkte = die Pole der Schieferungsflächen 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. Hammer (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 über 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 Bergsturzmateriale, 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 Bergsturzmateriale sind.

Die Annahme, daß die Höhe des Kammes 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 Kammes 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 Umgebung des Wolfseck größere Inseln vorkommen, die frei von Bergsturzmateriale 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

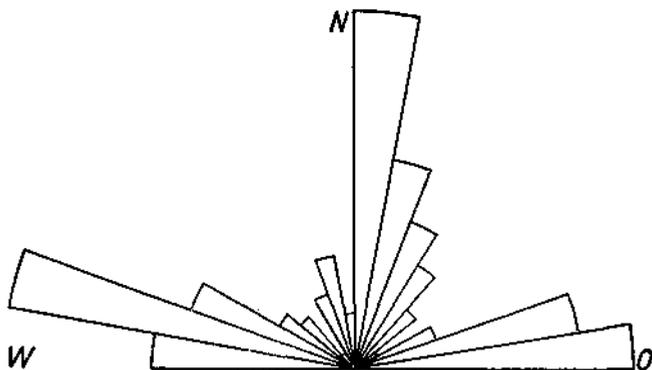


Fig. 36. In diesem Diagramm ist die Gesamtbreite aller in der Umgebung des Wolfseck gemessenen offenen Klüfte veranschaulicht. Dieses Diagramm zeigt, daß die NS corr. bis N 10° O corr. streichenden Klüfte die größte Gesamtbreite haben, die aber von den N 70° W corr. bis N 80° W corr. streichenden Klüften 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 Kluft 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	2 30 22	5 50 23
Bei 1 Kluft 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.

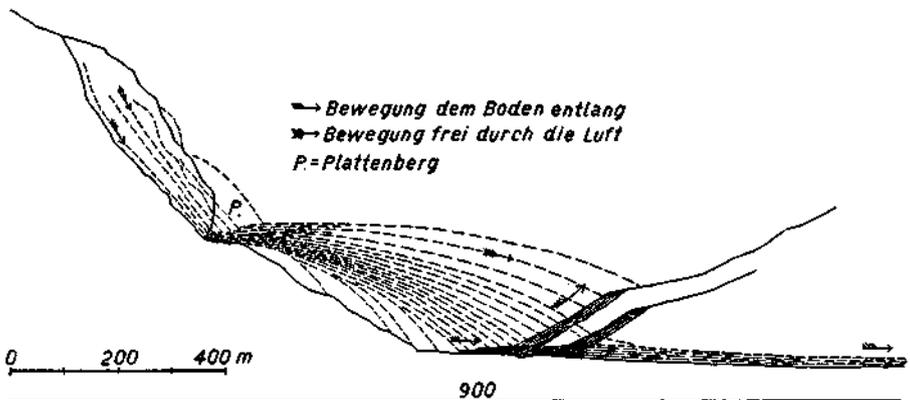


Fig. 37. Bewegungslinien der Felstrümmer beim Bergsturz von Elm nach A. Heim (17, Taf. IV, Fig. 3).

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 Köfeler 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 Flimsler 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 ausgeschliffen 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 emporgehoben 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 Tiefgesteins 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 so wirr durcheinanderliegendem Blockwerk auseinandergeworfen wurden. W. Hammer (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 Granitgneismasse 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 Wurzberg 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 am Fuße der Weißen Wand (3, S. 291—293), wo sie auf Reißgrundmoräne liegen und von Würmgrundmoräne 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 Würmgrundmoräne 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

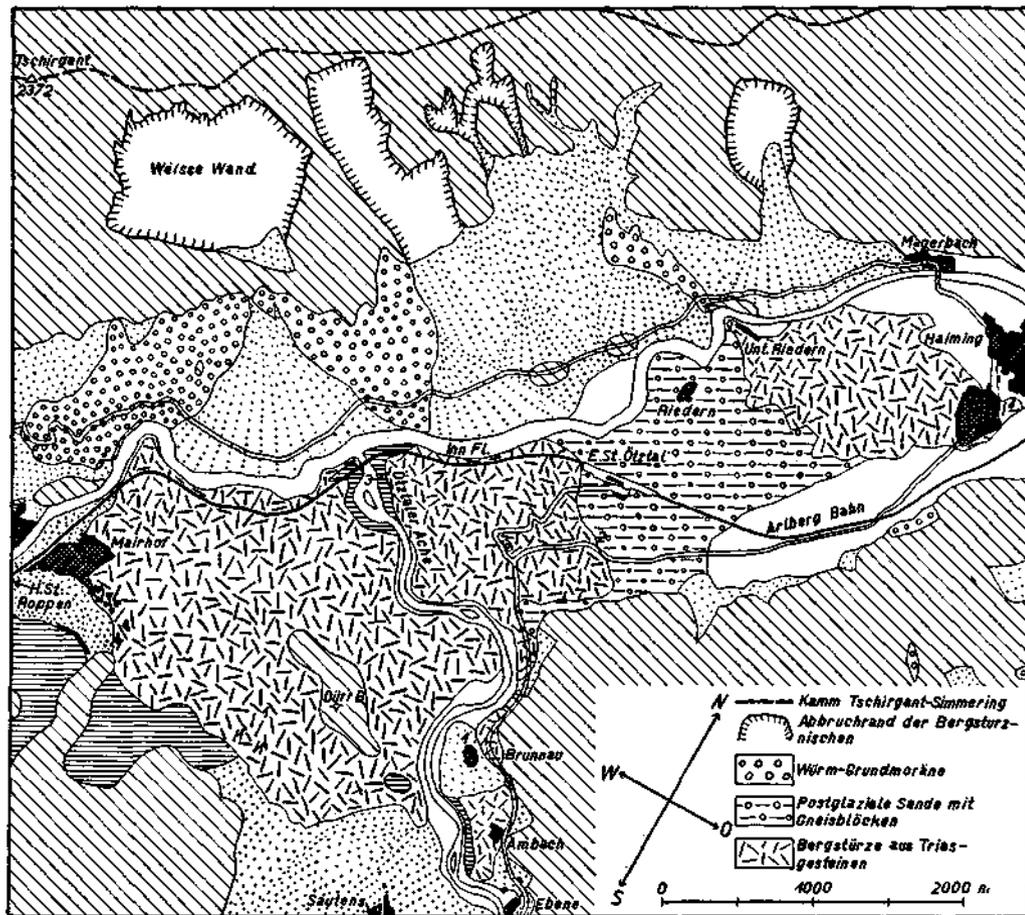


Fig. 38. Karte des Tschirgant-Bergsturzes und des Bergsturzes von Haimingen nach den Originalaufnahmen von O. Ampferer und W. Hammer. Schräg schraffiert = Grundgebirge; dichte Schraffen = interglaziale Terrassenschotter (zwischen Riß- und Würmeiszeit); feine Punkte = junge Schuttkegel und Haldenschutt; weiß = Bergsturzrisen 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.

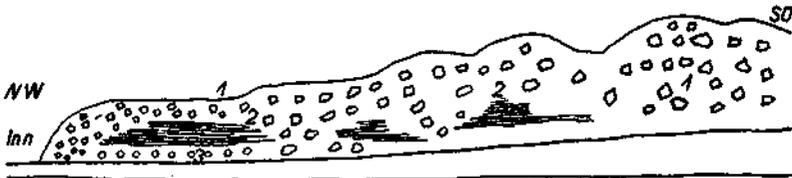


Fig. 39. Ansicht des Nordostufers der Ötztaler Ache bei der Mündung in den Inn nach O. Ampferer. 1 = eckiger Kalk und Dolomitschutt; 2 = quarziger körniger Sand; 3 = geschichtetes kristallines Gerölle.

Von besonderem Interesse sind die postglazialen Sande mit Gneisblöcken (2, S. 79, und 15, S. 45, siehe Fig. 38) am Nordfuße des Ambergs, die sich weit nach NO verfolgen lassen. Am Eisenbahndamm knapp oberhalb der Haltestelle Haiming 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 Bergsturmassen 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.

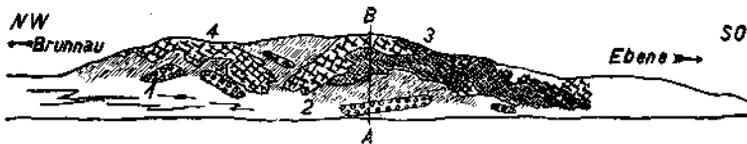


Fig. 41. Ansicht des westlich von Ambach gelegenen Bergsturzhängels von SO aus nach O. Ampferer. 1 = größeres Achengeröll; 2 = hellgrauer Schutt; 3 = bläulichgrauer Schutt (2 und 3 = Triaskalke und -Dolomite, zermahlen); 4 = gelblicher Schutt aus Raibler Rauhewacken.

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.

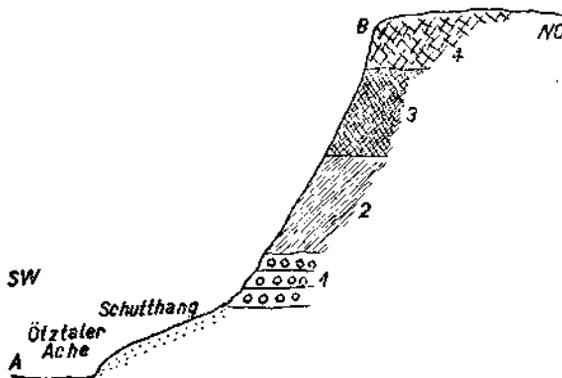


Fig. 42. Profil durch den westlich von Ambach gelegenen Bergsturzhang nach O. Ampferer. 1 = größeres Öztaler Achengeröll; 2 = hellgrauer Schutt; 3 = bläulichgrauer Schutt (2 und 3 = Triaskalke und -Dolomite); 4 = gelblicher Schutt aus Raibler Rauhewacken.

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 Ausräumung der durch den Bergsturz zugeschütteten Maurachschlucht gebildet wurde. Die Anlage des Schuttkegels und das Vorhandensein der Abflußrinne 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 obenerwähnten 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 Ötzaler 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 Ötztal (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 Vernagthütte 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 Ötztal. Wien 1929.
16. Hammer W. Zur Deutung des Bimssteinvorkommens bei Köfels im Ötztal. 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. Lichtenegger N. Bergsturz und Bimssteingang von Köfels im Ötztal (Tirol). Geographischer Jahresbericht aus Österreich, Bd. 14 und 15, Leipzig und Wien 1929.
23. Lichtenegger N. Zur Deutung des Bimssteinvorkommens von Köfels im Ötztal. 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 am 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 Hebungen (mit besonderer Berücksichtigung von Calabrien). Sitzungsberichte der Heidelberger Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Jahrgang 1925, Berlin und Leipzig.
42. Sonklar K. Die Ötztaler Gebirgsgruppe, 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. Volz 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.