

J A H R B U C H

DER

K A I S E R L I C H - K Ö N I G L I C H E N

G E O L O G I S C H E N R E I C H S A N S T A L T



LIV. BAND 1904.

Mit 16 Tafeln.



Wien, 1905.

Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei R. Lechner (Wilh. Müller), k. u. k. Hofbuchhandlung,
I., Graben 31.

Studien über die Inntalterrassen.

Von Dr. O. Ampferer.

Mit einer Tafel (Nr. V) und 17 Zinkotypien im Text.

Die Erforschung der InntalTerrasse hat vor allem durch die Arbeiten von Blaas und Penck einen gewissen Abschluß gefunden, indem eine Erklärung ihrer Entstehung und ihres Alters gegeben werden konnte, gegen deren Wahrscheinlichkeit keine der bisher bekannt gewordenen Beobachtungen Einsprache erhebt.

Penck hat dieser Erklärung in der dritten Lieferung der „Alpen im Eiszeitalter“ folgende Gestalt verliehen.

Die Terrasse ist während einer großen Schwankung beim Rückzug der Würmvergletscherung entstanden, als das Inntal bis über Imst hinauf eisfrei geworden war. In diesen Raum schütteten der Inn und seine Zuflüsse mächtige Schuttkegel, bis durch ein neuerliches Anschwellen der Eismassen der Zillertalergletscher als gewaltiger Querwall das Inntal abdämmte und so Veranlassung zur Aufstauung des Achen- und Inntalsees gab. Der letztere See gewann zeitweise eine Ausdehnung von 70 km bei einer mittleren Breite von 3,5 km und etwa 200 m Tiefe. Statt der Schuttkegel luden nun die Bäche steilgeschichtete Deltas in den See, dessen Verlandung durch Einschaltung von Bändertonlagern, Sanden, Kiesen und gröberen Schottern vor sich ging. Dann drangen von allen Seiten die Gletscher darüber vor und vereinigten sich im Inttale zu einem großen Eistrom, der seine Endmoränen oberhalb von Kufstein im Kirchbichler Walde (Bühlstadium) hinterlassen hat.

Für die nachfolgenden Untersuchungen bilden diese Ergebnisse insofern die Unterlage, als dieselben von der Voraussetzung ausgehen, daß die InntalTerrasse als eine zusammenhängende, einheitliche Talausfüllung von dem vordringenden Eise überdeckt wurde, welche nicht vorher durch Erosionsvorgänge in einzelne Stücke zerschnitten worden war. Die Annahme einer vorhergegangenen Erosionsperiode erscheint überhaupt bei der Art der Entstehung der InntalTerrasse als ausgeschlossen. Die Terrasse als Rest der Verlandung eines durch den quervorliegenden Zillertalergletscher bedingten Stauteses konnte nur dadurch dem Eingriff der Erosion verfallen, daß dieser Querwall sich zurückzog. Solche Schwankungen des vorliegen-

den stauenden Eisdammes können nicht als ausgeschlossen betrachtet werden und sie hatten jedenfalls beträchtliche Erosionswirkungen in dem dadurch freigelegten Stauland zur Folge. Indessen mußten bei dem Wiederanschwellen der Vergletscherung die Lücken, welche die Erosion eingerissen hatte, neuerdings gefüllt werden. Der Mechanismus dieser Vorgänge zwingt zur Annahme, daß die Aufschüttung des Inntalstausees bis zur Überdeckung durch die darüber vorrückenden Gletscher entweder überhaupt nicht oder nur vorübergehend durch Erosion unterbrochen wurde, wobei die entstandenen Hohlräume immer wieder geschlossen wurden. Der Eisstrom des Bühlstadums mußte sich im Gebiete des Inntales von Imst bis zur Mündung des Zillertales über die annähernd horizontale Oberfläche einer gewaltigen Talausfüllung von Lehm, Sand und Schotter bewegen. Heute sind von jener großartigen Schutteinlage des Inntales nur mehr einzelne Stücke erhalten, welche als Terrassen abwechselnd im Süden oder Norden des Flusses lagern.

Umfangreiche, durch mehrere Jahre fortgeföhrte Begehungen im gesamten Verbreitungsgebiete der Inntalterrasse haben mir nun den Nachweis gebracht, daß diese Zerstücklung der ursprünglichen Schuttausfüllung zum allergrößten Teil nicht ein Werk der Wassererosion, sondern ein solches der Gletschererosion ist. Die Begrenzung und Formung der einzelnen Terrassenstücke ist hauptsächlich durch glaziale Arbeit geschehen, wie an zahlreichen Stellen noch der Mantel der darüber gebreiteten Grundmoränen sicherstellt. Ausgehend von der Annahme, daß der vorliegende Eiswall des Zillertalgletschers die Ursache zur Aufstauung einer riesigen Schuttlage im Inntale war, läßt sich beweisen, daß die vorstrebenden Eismassen in diesen Schuttkörper mit annähernd ebener Oberfläche mächtige und eigenartige Hohlformen eingruben, deren Erzeugung man bisher vielfach der Flußerosion zuschob. Da die Schuttausfüllung an vielen Stellen ausgedehnte Felsterrassen verhüllte, so sind auch diese in ganz gleicher Weise dem Einfluß der Eiserosion erlegen. Die Gletscher fanden ein mehrere hundert Meter hoch mit Schutt ausgefülltes, sehr breites, sehr flaches Tal, in das sie ihre Bahn eintieften.

Es soll nun die Aufgabe der nachfolgenden Untersuchungen sein, von Stelle zu Stelle nachzuforschen, in welcher Weise aus der großen Schuttanfüllung die heutigen Formen und Teile der Terrasse entstanden sind. Die in den Arbeiten meiner Vorgänger niedergelegten Summen von Beobachtungen habe ich, soweit sie mir zugänglich waren, benutzt und auch meist an Ort und Stelle geprüft. Ohne die Früchte ihrer zahlreichen mühsamen Wanderungen und Forschungen wäre die vorliegende Untersuchung zur Unmöglichkeit geworden. Von einer Aufzählung der in Betracht kommenden Arbeiten habe ich abgesehen, da sie nur eine Wiederholung bieten könnte von dem, was in Blaas „Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen“ und in Penck und Brückner „Die Alpen im Eiszeitalter“ bequem zusammengefaßt zu übersehen ist. Die Arbeit bringt zuerst eine Beschreibung der einzelnen Terrassen, wobei aus dem reichen Formenschatz derselben diejenigen Züge, welche noch von der Einwirkung des Eises überliefert sind, eine

besondere Beachtung finden. So schafft die Untersuchung eine genauere Würdigung der glazialen Oberflächenelemente eines großen Alpentales. Im Anschluß ist dann noch eine Übersicht der wichtigeren Ergebnisse und Schlußfolgerungen beigelegt.

Beschreibung der einzelnen Terrassen.

Terrasse von Imst—Tarrenz.

(Fig. 1 und 2.)

Die breite Terrasse, welche an der Westseite von Imst vorbei in mächtigem Bogen aus dem Inntal ins Gurgltal gespannt ist, besteht nur in sehr untergeordneter Weise aus geschichteten Sanden und Schottern. Nur an den Mündungen der Rosengarttschlucht (Fig. 1 u. 2), des Melchbaches, des Salvesentales sind Reste von horizontalgeschichteten Sanden und Schottern zu einer Nagelfluh verkittet erhalten.

Fig. 1.

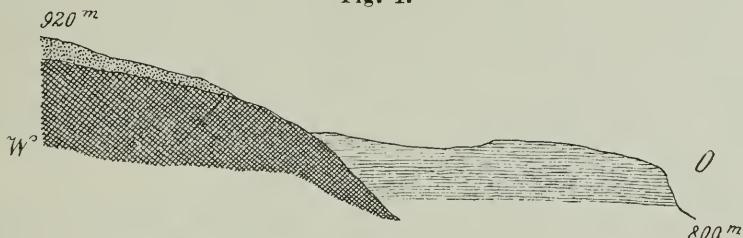
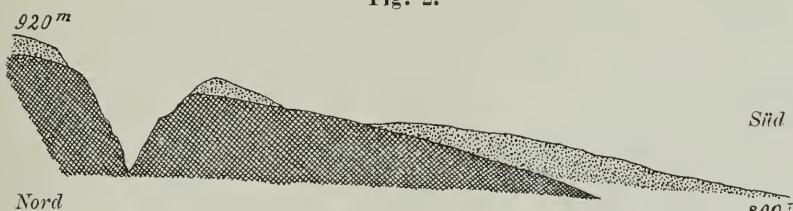


Fig. 2.



Zeichenerklärung:

	Grundgebirge.		Horizontal geschichtete Tone, Sande, Kiese, Schotter (lose oder verkittet).
	Grundmoräne.		Grobes Blockwerk oder Bachschuttkegel.

Fig. 1 stellt einen Schnitt entlang der Rosengarttschlucht gegen Imst dar.

Fig. 2 gibt einen Schnitt wieder, der an derselben Stelle (920 m) beginnt und ungefähr rechtwinklig zum ersten verläuft.

Sämmtliche Profile sind im gleichen Verhältnis von Höhe und Länge gezeichnet.

Obwohl diese Vorkommnisse gleichsam im Rachen von reichlich schuttliefernden Bächen der Kalkalpen lagern, bestehen sie zum weitaus größten Teile aus wohlgerundeten zentralalpinen Geröllen einer Flussablagerung. Ihre Bedeutung für den Aufbau der anliegenden Terrasse beruht nicht auf ihrer verschwindend geringen Masse, sondern vielmehr auf dem Umstände, daß sich aus ihrer Lagerung in Zusammenhang mit einigen Schotterresten am Nordwestfuße des Simmerings der Schluß auf eine vollständige Ausfüllung des Gurgltales und Verbindung mit den Schuttmassen der Mieminger Terrasse ziehen läßt.

Die noch erhaltenen Reste dieser Nagelfluh lehnen sich in der Umgebung von Imst und Tarrenz in Nischen der Felsterrasse an. Diese selbst ist allenthalben sehr gut erschlossen und von gut gearbeiteten Grundmoränen überlagert. An sehr vielen Stellen ist die Auflagerung der Grundmoränen auf dem geschliffenen und geschrammten Fels zu sehen, so besonders bei Gunglgrün, westlich und nördlich von Imst und im Norden von Tarrenz. Während sich aber diese Grundmoränen sowohl durch die Art ihrer Ausbildung und die Gesellschaft ihrer Geschiebe als Erzeugnisse des Inntalgletschers ausweisen, finden wir in den höheren Teilen der Terrasse über diesen Grundmoränen massenhaften kalkalpinen Schutt. Wenn wir die Formen seiner Ablagerung und seine Zusammensetzung eingehender verfolgen, so kommen wir zur Anschauung, daß wir darin die Ablagerungen von Lokalgletschern zu erkennen haben. Sie nehmen ihren Ausgang vorzüglich aus den großen Karen am Muttekopf und im Norden des Lakesberges. Natürlich wurden ihre Ablagerungen von den kräftigen Bergbächen mannigfach ergriffen und umgestaltet.

Damit ist in kurzen Strichen der Aufbau dieser Terrasse bezeichnet. Sie unterscheidet sich von allen anderen Stücken der Innatalterrassen durch ihren bogenförmigen Verlauf, der die Krümmung des Gurglbaches in verstärktem Ausmaß befolgt. Der breite und ausgedehnte Abschnitt zwischen Inn und Rosengartenschlucht ist vollständig quer ins Gebirgsstreichen hineingegraben. Soweit die mächtigen auflagernden Schuttmassen den Einblick in die Gestaltung des Felsgrundes gestatten, haben wir eine bergwärts ansteigende, unregelmäßige Fläche vor uns, die mit breiten, an- und absteigenden Furchen und mit Rundbuckeln besetzt ist. Eine der auffallendsten Felsfurchen zieht über Gunglgrün hinweg. Sie hebt sich entschieden ansteigend aus der ungegliederten felsigen Innflanke bis zur Ortschaft Gunglgrün, wo sie sich dann verbreitert in mehrere Furchen gabelt, zwischen denen Rundhöcker aufragen, und wieder absenkt. An mehreren Stellen kann man an den geschrammten Felsen erkennen, daß die Richtung des großen Furchenzuges mit der Richtung der Schrammen übereinstimmt. Ausgezeichnet erschlossen sind auch schräg ansteigende Schliffflächen an dem Wege, der südlich der Rosengartenschlucht bergan führt. An diesem Wege sieht man auch die Grundmoränen, welche stellenweise die Schritte bedecken, ganz bis zu den Häusern von Imst herabsteigen. Nördlich von Imst, entlang dem Wege, der sich ins Salvesental und zum Hochtensattel emporzieht, begegnen wir ebenfalls oberhalb der Reste von geschichteten Schottern großen, schön geschliffenen, ebenen Felsflächen, auf denen mächtige Grundmoränen

aufruhen. Auch hier ziehen die Grundmoränen ins Tal hinunter. In großartiger Weise tritt die Felsunterlage östlich der Salvesenschlucht auf der Hochfläche von Ober-Tarrenz hervor. Breite Furchen, Wannen und ausgeprägte Rundhöcker treten uns entgegen, häufig von Resten gut gearbeiteter Grundmoräne begleitet. Die Furchen steigen in nordöstlicher Richtung bergan. An allen Stellen, wo Reste der geschichteten Schotter der InntalTerrasse hier vorhanden sind, ragen dieselben nicht über die Oberfläche der umgebenden geschliffenen Felshöhen hinaus. Aus den Aufschlüssen im Süden der Rosengartenschlucht geht außerdem hervor, daß der an der Mündung jener Schlucht erhaltene Rest von geschichteten Schottern nicht bloß in der Höhe, sondern auch im Abfall gegen das Gurgl- und das Inntal von den Schliffflächen und der dazugehörigen Grundmoränendecke abgegrenzt wird. Dieser so durch Glazialgebilde begrenzte Konglomeratrest von Imst stellt zugleich das westlichste Vorkommen der Inntalaufschüttung dar.

Betrachten wir nun noch die Terrasse von Imst in ihrer gesamten Lage, so beobachten wir, daß sowohl ihr südwestliches wie ihr nordöstliches Ende nicht frei ausgeht, sondern von höheren, vorlagernden Rücken des Grundgebirges eingeschlossen wird. Der Bergrücken des Lakeswaldes, welcher sich über Gungrün herabstreckt, scheidet die Imster Terrasse vom oberen Inntal. In der Gegend von Ober-Tarrenz schiebt sich hinwiederum vom Sinnesjoch der Sießenkopf kräftig vor und bildet den Abschluß der Terrasse gegen Nordosten. So ähnelt die ganze Terrasse einem breiten Sofa mit Seiten- und Rückenlehnen. Die Seitenlehnen sind jedoch in gewissem Sinne durchbrochen. Die mächtige Furche, welche sich aus dem Inntale gegen Gungrün erhebt und den Scheiderücken des Lakeswaldes durchsägt, ist schon erwähnt worden. Bei Ober-Tarrenz erheben sich die Furchen des Felsgrundes gegen den vorliegenden Bergkörper, ja es steigt eine steile und schmälere Fortsetzung der Terrasse zum Sießenkopf empor und verbindet so die tiefere Terrasse von Tarrenz mit jener hochgelegenen, die sich zwischen dem oberen (1657 m) und unteren (1532 m) Sießenkopf ausbreit. Auch gegen die zurückliegenden Berge erhebt sich die Terrasse in mehr allmählichem Anstieg.

Diese gewaltige Gehängeeinbuchtung mit den geschilderten Eigentümlichkeiten ist als Erosionsbildung fließenden Wassers nicht verständlich. Wenn wir auch anzunehmen berechtigt sind, daß der heutige Gurglbach durch die Zuflüsse, welche ihm aus dem damals noch offenen Fernpaßtale zuteil wurden, beträchtlich verstärkt war, so kann er doch unmöglich diese seitliche Aushöhlung der Berghänge bewirkt haben. Auch der Inn kann nicht zur Erklärung dieser Form herangezogen werden. Gegen die Bildung dieser Terrasse durch Wasserkräfte des Gurglbaches oder des Inns sprechen auch die drei Bäche, welche jetzt tiefe, aber schmale Gräben in dieselbe eingeschnitten haben. Da sie sehr reichlichen Schutt aus ihren Einzugsgebieten zu Tal bringen, bauen sie große Schuttkegel in das Gurgtal hinaus und drängen dessen Bach ganz in das jenseitige Felsufer des Tschirgants. Wie man fast in jedem Tale beobachten kann, schützen solche stark schuttfördernde Bäche am besten ihr eigenes Bergge-

hänge vor dem Angriffe durch vorbeifließendes Wasser, indem sie daselbe mit Hilfe der entgegengestreckten Schuttkegel wirksam abhalten. Auf Grund dieser Beobachtung ist die Annahme sehr wahrscheinlich, daß der Schinder-, Melch- und Salvesenbach vereint mit ihren Schuttkegeln jederzeit einen bedeutsamen Angriff vorbeiströmenden Wassers auf ihre Berggehänge verhindert haben. Aber auch durch die Wirkung dieser Bergbäche kann die Terrasse nicht erklärt werden, da deren Lauf durch die tiefen Täler, welche bis zu den Karen hinaufleiten, bei der beträchtlichen Neigung der Terrasse ein eng vorgeschrriebener ist.

Die noch jetzt ausgedehnte Grundmoränendecke, die vielfach klar erhaltenen Schliffflächen sowie in Fels gegrabene Wannen, steil auf- und absteigende, einfache und verzweigte Furchen in Gesellschaft von Rundhöckern verbürgen uns eine getreue Überlieferung der Terrassenformen, aus der sich der Zustand nach dem Rückzuge des letzten großen Eisstromes mit Sicherheit erkennen läßt. Die seither eingetretenen Veränderungen äußern sich hauptsächlich in den Einschnitten der Bergbäche und in der mächtigen Überschüttung der Terrasse durch die Ablagerungen von jüngeren Lokalgletschern. Natürlich hat sowohl die Grundmoränendecke als auch der glaziale Formenschatz des Felsgrundes durch Wassererosion und Gehängeschutt manche Verminderung erfahren, jedoch nicht so, daß die wesentlichen Züge bis zur Unkenntlichkeit entstellt worden wären.

Wie wir schon früher betont haben, stehen nun die Reste der geschichteten Schotter und Sande im Bereiche der Imster Terrasse in der engsten Beziehung zu der Gestalt des glazial bearbeiteten Felsgrundes. Gletscherschliffe und Grundmoränendecke überspannen gleichsam die Schotterreste, indem die Schottereinlagen nicht über die geschliffenen Felshöhen vorragen und die darauflagernden Grundmoränen an mehreren Stellen bis ins Tal hinabsteigen.

Die Schotter und Sande sind gemeinsam mit dem umgebenden Grundgebirge umgestaltet worden und da wir annehmen müssen, daß die Schotter vor der Bedeckung durch das Eis nicht so erodiert wurden, kann die Umformung nur als Wirkung des darüber bewegten Eises aufgefaßt werden. Einigen Einblick in den Betrag der Erosion können wir durch Vergleich mit den Schottermassen der Mieminger Hochfläche erreichen. Während nämlich die Schotterreste der Imster Terrasse allenthalben unter 900 m Meereshöhe bleiben, erheben sich die breiten Schotter und Sandlagen östlich von Dormiz, am Abhang gegen das Gurgltal, bis über 1000 m, wo sie dann von einer zusammenhängenden Grundmoränendecke abgeschlossen werden. Auch hier ist die ursprüngliche Oberfläche der Schottereinlagerung sicherlich höher gewesen, so daß wir bei einer Annahme der ursprünglichen Schotterhöhe um Imst von über 1000 m nicht zu hoch greifen. Über 100 m sind sonach die höchsten Teile der Imster Schottermassen und ihre Felsumgebung erodiert worden und da die Grundmoränen ja weit ins Tal herabsteigen, muß die Erosionswirkung entlang dem Tale noch eine erheblich mächtigere gewesen sein. Die steil auf- und abstrebenden Furchen im Fels, die sich teilen und Rundhöcker umspannen, machen uns mit der Eigenart der Eiserosion bekannt. Während wir bei der Beschreibung der meisten anderen Terrassen-

stücke der Hauptsache nach nur Reste der großen Schuttausfüllung vor uns haben, ist hier fast die ganze Terrasse von dem strömenden Eise angelegt.

Mieminger Hochfläche.

(Fig. 3—8.)

Der mächtige Rest der Inntalschuttausfüllung, welcher zwischen Nassereith und Telfs erhalten liegt, bildet höchstwahrscheinlich die Einlage in einer Talfurche, welche zwischen der Miemingerkette und dem Bergkamm Tschirgant—Simmering—Grünberg—Nachberg eingesenkt ist. Tiefe Ein- und Anschnitte durch Wassererosion haben den Aufbau der Schuttmassen hinreichend klar eröffnet.

Östlich von Nassereith beginnt die Schuttausfüllung mit steiler Böschung aus dem Gurgltale aufzustreben. Durch den Strangbach, dessen Schlucht die Straße gegen Holzleiten folgt, werden diese Ablagerungen in zwei auch stratigraphisch verschiedene Teile zerlegt. Nordwärts von diesem Bache lagert sich an das Gehänge des Wannecks eine harte Nagelfluh an, deren stellenweise horizontal geschichtete Massen bis über 1000 m Höhe erreichen. Sie besteht aus stark gerollten Flußgeschieben, in deren Bestand neben reichlichen und verschiedenartigen zentralalpinen Geröllen auch viele Gesteinsarten der Kalkalpen vertreten sind. Stücke dieses festen Konglomerats, das am Abfall gegen Nassereith von mehreren kleinen Verwerfungen in plumpe, schichtungslose Klötze und Türme zerschnitten wird, finden sich in den Schottern und Grundmoränen der Umgebung. Als eine etwas im Gehänge vortretende Stufe zieht sich diese Nagelfluh in gleicher Höhe (ungefähr 1000 m) an der Nordseite des Strangbaches hinein, bis sie unter den Schottern verschwindet, auf denen der Weiler Aschland steht. An der Südseite des Baches erscheint diese Nagelfluh nirgends aufgeschlossen und an ihrer Stelle bauen lose Sande und Schotter eine ebenso hohe Terrasse auf.

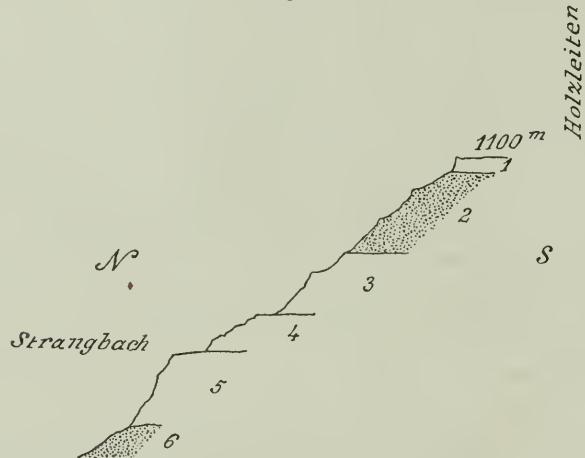
Am Abfall der Nagelfluh gegen Dormiz und Nassereith lagern vielfach kleinere Reste von Grundmoränen auf derselben, die sehr viele zentralalpine Geschiebe enthalten. Weiter talaufwärts sind an die Bänke der Nagelfluh geschichtete Schotter, sandiger Lehm, dann Schotter mit Einlagen von Mehlsanden angelagert. Die besten Aufschlüsse erhält man in der Umgebung des Annastollens (1016 m), der selbst genau längs der Oberfläche der hier deutlich geschichteten Nagelfluh hineingetrieben ist. Unmittelbar über der anscheinend geglätteten Decke der Nagelfluh finden sich hier Spuren einer Grundmoräne, dann folgen Mehlsande und Schotter, darüber deutliche Grundmoräne mit gekritzten Geschieben. Gewaltige Massen von Gehängeschutt schieben sich vom steilen, zerrissenen Berggehänge herunter.

Dem südlich des Strangbaches gelegenen Teile der Schuttmassen ist ein mächtiger, schräger Schuttkegel vorgelagert, der durch den Strangbach und zahlreiche Gräben der höher ausstreichenden Schotter und Grundmoränen gebildet wurde.

Am südlichen Ufer des Baches begegnen wir unklaren Vorkommnissen von Grundmoränen, in höherer Lage sehr mächtigen,

horizontal geschichteten Lagen von größerem und feinerem, vorzüglich zentralalpinem Schotter. Die Hochfläche, welche diese Schotter tragen, besteht aus einer Decke von gut gearbeiteter Grundmoräne, die überall an der Stirn des Steilabfalles frei in die Luft ausgeht. Die Grundmoränendecke liegt nur an den Rändern frei vor, in dem ganzen Gebiete zwischen dem Abhange des Simmerings und den Ortschaften Holzleiten—Weißland—Oberstraße—Finsterfleck breitet sich noch eine jüngere glaziale Ablagerung eines Lokalgletschers darüber. Derselbe entstammte dem Lehnbergtale und warf in der Gegend südlich von Weißland seine Moränenwälle und Schuttfelder auf, die vorzüglich aus Wettersteinkalk und Hauptdolomitgesteinen bestehen. Eigentümliche Wechsellagerungen von geschichteten Schottern, Sanden, Bänderton und Grundmoränen erschließt der obere Graben des Strangbaches gegenüber der Ortschaft Aschland (Fig. 3). Wir finden bei 1020—1040 m Höhe nahe über dem Bach an seiner Südseite ein Lager von gut

Fig. 3.



gearbeiteter Grundmoräne (6) mit schönen gekritzten Geschieben. Darüber lagern gröbere horizontal geschichtete, lagenweise verkittete Schotter (5), sehr dünn geschichteter, feinsandiger Bänderton (4), geschichtete, feinere Schotter (3), endlich wieder sehr deutliche Grundmoräne (2) mit einer Decke von geschichteten Schottern (1). Da weiter aufwärts im Bachbett schon das Grundgebirge (Hauptdolomit) ansteht und beide Grundmoränen sehr stark bearbeitet sind (reich an gekritzten Geschieben), können sie nicht von kleinen Lokalgletschern abstammen, obwohl der größte Teil der Geschiebe aus Hauptdolomit besteht. Der untere Rest von Grundmoränen ist nicht weit erschlossen, der obere keilt gegen Westen deutlich zwischen den geschichteten Schottern aus. Es liegt die Annahme nahe, die untere Grundmoräne einer älteren Vergletscherung zuzusprechen und das Auskeilen der oberen durch teilweise Erosion und Überschüttung von seiten des Lokalgletschers des Lehnbergtales zu erklären. Östlich des Schuttfeldes des eben

genannten Lokalgletschers gelangen wir in die großartigste Grundmoränenlandschaft des tirolischen Inntalgebietes. Der aus dem Lehnbergtal herabfließende Sturlbach schneidet von seinem Eintritt in die Mieminger Hochfläche bei Arzkasten bis zum Felsdurchbruch bei Schloß Klamm unausgesetzt in mächtige Massen von vorzüglich und typisch entwickelter Grundmoräne ein.

Die ganze Breite der Terrasse vom Abfall des Nißkogels bis zu dem des Grünberges und Saßberges nehmen von Oberstraß und Finsterfiecht im Westen bis über Barwies und Obermieming hinab Grundmoränen ein. Daß es sich nicht bloß um eine dünne Decke, sondern um eine mächtige Auflagerung handelt, zeigen die vielen eingeschnittenen Gräben. Wenn wir die Unterlage dieser gewaltigen Decke kennen lernen wollen, so bietet uns das Tal des tief eingefügten Klammbaches und seine Seitengräben den besten Aufschluß. Während wir in der Umgebung von Holzleiten schon in einer Höhe von über 1000 m unter der Grundmoränendecke auf die geschichteten Schotter stießen, reichen dieselben im Aufrißgebiete des Klammbaches nirgends über 870 m empor. Ich habe alle Gräben dieses Tales genau untersucht und bin zu dem Ergebnis gekommen, daß nicht nur im Westen und Osten von dieser Talfurche die Grundmoränen schräg

Fig. 4.



über die Schotterunterlage bis nahe an das Innbett herabsteigen, sondern daß die Oberfläche der Schotter und Sande auch quer zur Talrichtung eine starke Abschrägung erfahren hat. An der Westseite des Tales überdecken die Grundmoränen bei Schloß Klamm (Fig. 4) und in den Gräben, welche zur Ortschaft Wald ansteigen, ungefähr bei 870 m, die geschichteten Ablagerungen, wogegen an der Ostseite gegenüber die Grenze stark herabsinkt und unterhalb der Streichenkapelle bei 740 m durchzieht. Dabei ist die Grenze ziemlich scharf und die hellen, weißlichgrauen Grundmoränen heben sich deutlich von den horizontal geschichteten Schottern ab, die vielfach Lagen von feinerem Sand enthalten. Außerordentlich verschiedenartig ist auch die Gesteinsführung der beiden Ablagerungen. Die Grundmoränen bestehen, obwohl sie auf den Schottern ruhen, welche vielleicht 60—70% zentralalpine Gerölle enthalten, zum größten Teile aus Kalk und Dolomitgeschieben. Die zentralalpinen Geschiebe erreichen im Durchschnitt nicht 10% der mit freiem Auge erkenntlichen Bestandteile. Die geschichteten Schotter gehen in der Tiefe des Tales in mehr verfestigte Lagen über, wobei die feineren Sandlagen ein festeres Gefüge besitzen. Diese verkittenen Schotter und Sandlagen sind an mehreren Stellen im Klammtale als lotrechte Wände mit ausgehöhlten Galerien verschlossen. Der nördlichste Aufschluß unterhalb von Schloß Klamm

zeigt ein mäßiges Fallen gegen Süden (6—8°), aus dem Penck den Schluß ziehen will, daß eine deltaartige Aufschüttung vorliege. (Alpen im Eiszeitalter Seite 334.)

Dem steht jedoch entgegen, daß die großen Aufschlüsse dieses Konglomerats zu beiden Seiten des Baches weiter südlich in derselben Höhe horizontale Lagerungen aufweisen. Nach oben gehen die verkittenen Lagen allmählich in die losen über, mit denen sie auch gleiche Zusammensetzung verbindet. Einzelne auskeilende oder transgredierende Sand- und Schotterlagen sind vielfach zu sehen, ohne jedoch den Charakter der horizontalen Lagerung zu stören. An dem Eckhange zwischen Walder Graben und Klammtal gerade gegenüber und oberhalb von der innersten Mühle kann man beobachten, wie die hellgraue Grundmoräne sackartig in die gelblichen Schotter und Sandlagen eingreift.

Wie schon erwähnt, ziehen die Grundmoränen auf beiden Talflanken bis hart zur heutigen Innebene hinab. Im Westen des Klammbaches verkleiden sie von Wald herab in großer Ausdehnung die unteren Gehänge des Grünberges, wobei sie gleichmäßig auf den eingeschichteten Schottern und auf dem vielfach geschliffenen Grundgebirge aufruhen. Westlich von Mötz sind mehrere größere Gletscherschliffe erhalten, welche steil gegen Nordosten ansteigende Flächen und Schrammen besitzen. Auf der Ostseite des Klammbaches senken sich die Grundmoränen größtenteils über abgeschrägte Schotter herab und nur am Felsrücken, welcher die Wallfahrtskirche des Locherbodens trägt, liegen sie direkt auf abgerundetem Felsen und ziehen daran fast bis zum Dorfe Mötz herab. Zugleich weicht auf der einen Seite der Felswall des Grünberges gegen Norden, auf der anderen der des Locherbodens gegen Süden, so daß gleichsam in dem Sinne der geschrammten Felsen eine breite Furche in schiefer Richtung aus dem Inntale auf die Mieminger Terrasse emporführt.

Diese Beobachtung ist geeignet, auf eigentümliche Bewegungen der großen Eisströme aufmerksam zu machen. Die Grundmoränen steigen zu beiden Seiten des Klammbaches bis nahezu in die Tiefe des heutigen Inntales und ziehen sich am Gehänge des Grünberges bis ganz auf dessen Südseite nahezu zusammenhängend und über Gletscherschliffe herum. Es ist undenkbar, daß sich die Eismassen, welche über die Mieminger Hochfläche hinflossen, hier mit völliger Umkehr ihrer Bewegungsrichtung zum Inntal absenkten. Wir müssen annehmen, daß bei Mötz Eis aus dem Inntale in schräger Richtung gegen die Mieminger Hochfläche emporgepreßt wurde. Damit stimmt die Richtung der Felsschrammen, die Form der Felsgehänge, das Auseinanderweichen der Bergkämme in diesem Sinne und die starke Abtragung der geschichteten Schotter nördlich des Kammes des Locherbodens. Es geht auch nicht an zu denken, daß das Eis nur zu einer Zeit hier aufwärts getrieben wurde, als kein Eisstrom sich auf der Mieminger Terrasse bewegte. Der zusammenhängende Grundmoränenmantel und seine gleichartige Entwicklung läßt diese Annahme als unwahrscheinlich erscheinen.

In der Gegend nördlich von Barwies (Fig. 5), Obermieming und Affenhausen bedeckt wiederum die mächtige Ablagerung eines jüngeren

Lokalgletschers des Städtlbachquellgrundes die Grundmoränendecke. Zu beiden Seiten des Städtlbaches sind gewaltige Seitenmoränen erhalten, am Hochbüheleck haben wir Stirnmoränen, von denen ein breites Schuttfeld seinen Ausgang nimmt. Bei Barwies, Lehnsteig (Fig. 6) und Obernieming ist die Auflagerung dieses Schuttfeldes auf die Grundmoränen deutlich zu ersehen. So bedeutend die anschüttenden Wirkungen dieses Lokalgletschers waren, so ausgedehnt sind auch die erodierenden Einflüsse seiner Schmelzwässer. Während der Gletscher des Lehnbergtales nur zwischen Obsteig und Gschwent ein Geflecht von nunmehr toten Talzügen veranlaßte, gab der des Städtlbaches die Ursache zur Anlage mehrerer großer Talzüge und zur Wegschwemmung der Grundmoränendecke in weiter Ausdehnung.

Fig. 5.



Östlich von dem mächtigen Schuttfelde des Städtlbachgletschers begegnen wir auf der Mieminger Terrasse nur mehr einzelnen spärlichen Resten von Grundmoränen, von denen der ausgedehnteste südlich von Wildermieming das Trockental begleitet, in dem die Straße von Obernieming gegen Telfs hinabzieht. Die Höhe der Terrasse nimmt in demselben Sinne gegen Osten an Höhe ab und ihr Gefüge wird durch drei tiefe Trockentäler zerlegt. Es sind dies der Talzug des Pulet, jener von Fiecht und der, welchem die Poststraße zwischen Ober-

Fig. 6.



nieming und Telfs folgt. Das Fiechertal mündet in das Tal der Poststraße, das jedoch völlig unabhängig von dem des Pulet gegen die Talweitung von Telfs sich öffnet. Die schön geschlungene, überaus gleichmäßig geneigte Rinne des Pulet beginnt bei Wildermieming zwischen niedrigen Vorragungen von Hauptdolomit und schneidet dann im ganzen Verlaufe nicht mehr ins Grundgebirge. Nur an den Grundmoränenhügeln oberhalb von Wildermieming kommt dieser Tallauf mit Grundmoräne in Zusammenhang. Der Talzug, in dem die Poststraße angelegt ist, nimmt seinen Anfang bei Obernieming, wo im Süden noch die flache Bodenschwelle aus Grundmoränenmaterial besteht, während von Norden das Schuttfeld des Judenbaches herabdrängt. Das Schuttfeld dieses Baches ist mit dem glazialen Schuttfelde des

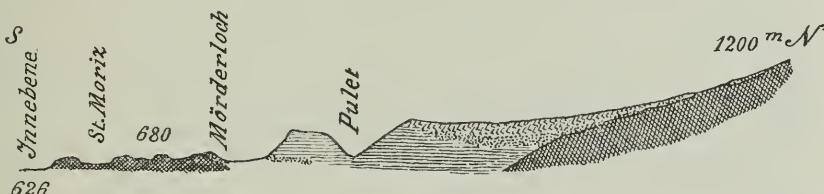
Städtlbaches innig vereint, obwohl die enge Felsschlucht des Judenbaches keinen eigenen Gletscher von Belang beherbergen konnte. Das anfangs breite, flache Tal gewinnt erst unterhalb von Affenhausen engere Begrenzung, wobei an seiner nördlichen Flanke, von der eben erwähnten Ortschaft bis zur Abzweigung des Weges zum Gerhartshof, Grundmoränen mit gelegentlich geschichteten Einlagen anstehen. Im untersten Teile ist das Tal in eine kurze Hauptdolomitschlucht eingegraben, welche wegen der Straße künstlich erweitert wurde. Das kurze Tal von Fiecht senkt sich von diesem Dorfe gegen Osten, während gegen Westen etwas nördlicher ebenfalls flache Talmulden hinabziehen, die bei Untermieming in dem nunmehr verlandeten Becken des Zeiner Sees münden. Dieser See selbst liegt in der Grundmoränendecke eingetieft und berührt nur am Südufer den Felshang des Saßberges.

Das Tal von Fiecht berührt an seiner Südseite stellenweise den Felskörper des Achberges. Deutliche Grundmoräne ist in seinem Be- reiche nirgends erschlossen. Das große Schuttfeld des Städtl- und Judenbaches, von dem wir wissen, daß es durch einen jüngeren Lokalgletscher des ersten Talgebietes im wesentlichen geschaffen wurde, ruht einerseits der mächtigen Grundmoränendecke auf, anderseits bildet es gegen Süden und Osten den Ursprung der Terrassenabschwemmung und der Trockentäler. Nur das Tal der Poststraße zeigt eine Strecke weit ältere Veranlagung, indem es eine Einlage von Grundmoränen aufweist. Die weitere Ausgestaltung dieses Tales sowie die Schaffung der anderen dürfen wir mit großer Wahrscheinlichkeit den Schmelzwässern des Städtlbachgletschers zuschreiben. Für die Rinne des Pulet haben wir sogar einen bestimmten Altersbeweis. Wie nämlich aus dem Lehnbergtale und dem Städtlbachquellgrunde Lokalgletscher (des Gschlitzstadiums von Penck) hervorquollen, so geschah dies auch gleichzeitig aus dem Hintergrunde des Giesbachtales. Ein großer Teil des durch diesen Lokalgletscher geschaffenen Schuttfeldes, das fast nur aus Wettersteinkalk besteht, begleitet nun nicht bloß den Talzug des Pulet an seinem Nordufer, sondern findet sich sogar auf dem entgegengesetzten Ufer. Der breite, überaus glatt ausgehöhlte Talzug muß daher mindestens noch im Wasserbetrieb gestanden sein, als schon die äußersten Teile des eben beschriebenen Schuttfeldes des Giesbachgletschers abgelagert waren, da er sonst jedenfalls zugeschüttet worden wäre. Noch wahrscheinlicher ist es, daß er überhaupt erst nach der Ausbreitung jenes Schuttfeldes von Wassern des Städtlbachgletschers angelegt wurde. Die Unterlage des Schuttfeldes des Giesbachgletschers ist am schönsten am Ostrand der Mieminger Terrasse gegen den Giesbach (Fig. 7) und das Becken von Telfs offengelegt. Der Giesbach tritt aus seiner engen Felsklamm in eine breitere Talfurche heraus, die er quer in die Schuttmassen der Mieminger Terrasse eingeschnitten hat. Die Westseite dieser Talfurche zeigt nun die geschichteten Schotter und Sande in typischer Entwicklung, unter denen nur am Fuß der Terrassenecke zwischen Mörderloch und der Mündung des Puletgrabens ein Grundmoränenrest zutage tritt.

Die geschichteten, größtenteils zentralalpinen Schotter gehen

am Westufer des Giesbaches genau bis an die Felsen seiner Klamm heran. In einer Höhe von 780—790 m überlagern stark bearbeitete Grundmoränen mit zentralalpinen Geschieben die Schotter. Die Grenze ist nicht scharf und die Grundmoräne wird erst in den höheren Lagen frei von gerundeten Geröllen. Oberhalb der Schlauchfabrik wechselt-lagert die Grundmoräne an ihrer südlichen Endigung eine kleine Strecke mit den Schottern, indem sie geschichtete Lagen aufnimmt, zwischen denen sie gegen Süden zu verschwindet. Weiter südlich bauen die Schotter die Terrasse bis über 800 m Höhe allein auf. Die Grundmoränen setzen sich dagegen nach Norden, unmittelbar auf den Felskanten der Klamm ruhend, bis gegen 1000 m Höhe fort. Über ihnen lagert anfangs feiner Kalkschutt, der nach oben in gröberes Blockwerk von Wettersteinkalk übergeht. Dieser feinere Kalkschutt und das gröbere Blockwerk sind die Ablagerung des Giesbachgletschers, welche sich über den nordöstlichen Teil der Mieminger Terrasse, den Zimmerberg, bis zum Tal des Pulet und stellenweise sogar noch jenseits ausbreitet. Der darunter befindliche Grundmoränenrest ist sichtlich in einer Furche der Schotter eingelagert worden und die Wechsellagerung mit demselben durch gleichzeitige Wasserwirkung zu

Fig. 7.



erklären. Bemerkenswert ist auch die Erscheinung, daß hoch über der Mieminger Terrasse und über dem Schuttfelde des Zimmerberges längs des Weges, welcher von Wildermieming zu den Straßberger Mähdern leitet, Reste von gutgearbeiteter Grundmoräne mit zentral-alpinen Geschieben erhalten sind. Folgen wir dem Giesbache aufwärts, so gelangen wir ins sogenannte „Alptal“, in welchem wir zwei lange Seitenmoränen beobachten können, die an beiden Seiten des Baches talab ziehen. Auf einer derselben steht auch die „Alpelhütte“ der Sektion München des D. u. Ö. A.-V. Der diesen mächtigen Moränenwällen zugehörige Gletscher breitete indessen seine Ablagerungen nicht bloß auf der Westseite des Giesbaches, sondern auch auf seiner Ostseite aus. Durch die tiefe Furche dieses Baches wird nämlich von der Mieminger Terrasse ihre Fortsetzung gegen Osten, die kleine Terrasse von St. Veit und des Emat Bödele, abgetrennt.

Diese Abtrennung dürfte nicht sehr alt sein, da sich genau gegenüber der Mündung des Pulettale als Fortsetzung das in gleichem Sinne geneigte Trockental von Hinterberg einstellt, welches die höhere Terrasse von St. Veit von der tieferen des Emat Bödele scheidet. Die Mündung des Pulettale trifft bei 700 m den Boden des Giesbaches,

die breite Mulde des Tales von Hinterberg setzt jenseits in 760 m Höhe ein und senkt sich sehr allmählich bis zum riesigen Schuttkegel der Erzbergklamm, der seine Öffnung schräg abschneidet. Da die beiden einander ergänzenden Stücke der Trockentäler fast senkrecht auf die Richtung des Giesbaches streichen, kann man kaum annehmen, daß derselbe das Stücktal von Hinterberg angelegt habe. Daher bleibt am wahrscheinlichsten die Annahme, daß darin eine Fortsetzung des Pulettales zu erblicken ist. Da nun aber der Beginn des Hinterbergtales um ungefähr 60 m höher liegt, muß zur Zeit, als der Giesbach diesen Talzug entzweischnitt, die Stelle der jetzigen Mündung der Puletrinne um mehr als 60 m höher gewesen sein. Der Talzug des Pulet—Hinterbergtales wäre somit der ältere, den der fast senkrecht einmündende Giesbach durchbrach und so den östlichen Teil desselben außer Gebrauch setzte. Seit diesem Durchbrüche haben sowohl der Giesbach als auch jener des Pulet ihre Sohlen an der Vereinigungsstelle um 60 m erniedrigt. Weil höchstwahrscheinlich durch die gewaltige Aufschüttung des Giesbachgletschers der ältere Bachlauf verstopt und verteilt wurde, kann man die ganze Einschneidung dieses Baches, soweit sie unter das Niveau des jungglazialen Schuttfeldes fällt, als seit dem Gschnitzstadium vollbracht ansehen.

Die Terrasse von St. Veit ist an der Oberfläche mit mächtigem, kalkalpinem, eckigem Schutt übergossen, der in der Nähe letzterer Ortschaft sich zu Wällen formt. Eine ununterbrochene mächtige Schuttablagerung (fast ausschließlich aus Wettersteinkalk) zieht sich bis gegen die Straßberger Mähder hinein. Durch gewaltige Runsen werden von den Gehängen der Hohen Munde außerdem stete, große Mengen von Schutt in die Giesbachklamm hinabgeschoben.

Auch hier treffen wir an den Hauptdolomithängen hoch über der Terrasse kleine Reste von stark bearbeiteter Grundmoräne. Unter größerem Kalkschutte liegt feinerer, der besonders oberhalb von den Felsrändern der Schlucht des Giesbaches den Charakter schwach bearbeiteter, hellweißlicher Grundmoräne zeigt. Tiefer streichen die geschichteten Schotter und Sande durch, unter welchen längs dem Fußrande des Emat Bödele Reste von Grundmoräne vorschauen. Der Körper des Emat Bödele besteht aus größtenteils horizontal geschichteten Schottern und Sanden, welche aber auch schräg einfallende Lagen umschließen. An seiner Oberfläche verrät sich eine schwache Decke von Grundmoräne.

Im Osten durchbricht der gewaltige Schuttkegel der Erzbergklamm Terrassen und Trockental. Östlich von diesem weiten, regelmäßig gebauten Schuttkegel begegnen wir noch den kleinen Terrassenresten von Birkenberg und Brand, welche aus horizontal geschichteten Schottern und Sanden erbaut sind. Beide erreichen nicht mehr als 800 m Höhe. Höher oben treffen wir sowohl an den Gehängen des Birkenkopfes als auch an denen des Buchener Berges nur Reste von Grundmoränen. Der bedeutendste Aufschluß von sehr stark bearbeiteter Grundmoräne findet sich nordwestlich von Birkenberg am Abhang des Birkenkopfes gegen den Schuttkegel der Erzbergklamm. Vom Klammeingang abwärts überziehen hier größere Massen typischer Grundmoräne mit zentralalpinen Geschieben die unteren Felshänge und

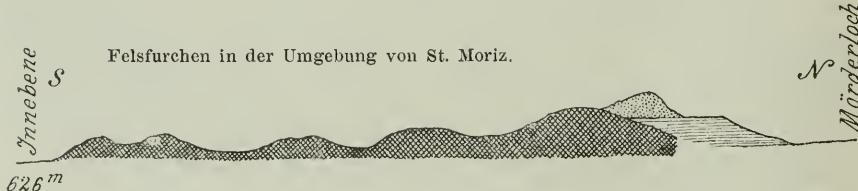
lagern sich dann nordwärts vom Fahrweg nach Birkenberg über die geschichteten Schotter (bei 740 m Höhe). Auch an der Ostseite des Birkenkopfes steigen die Grundmoränen bis zur Schotterterrasse herab, die westlich von Birkenberg Mehlsande enthält. Der letzte Rest von geschichteten Schottern bildet die kleine Terrasse von Brand, welche schon östlich von dem Kochentale sich aufbaut. Weiter abwärts finden wir die nächsten Ablagerungen geschichteter Schotter erst an der Terrasse nördlich von Innsbruck. Das ganze lange Felsgehänge weist bis dorthin nur Reste von sehr gut entwickelten Grundmoränen auf.

Bevor wir den Abschluß der großen Mieminger Terrasse mit ihren kleinen östlichen Fortsetzungen untersuchen können, muß noch der lange Felsrücken zur Beschreibung gelangen, der von Mötz bis Telfs den Südrand der Mieminger Terrasse bildet. Dieser lange, flache Kamm erhebt sich von Mötz zum Locherboden, steigt dann zum Saßberg empor, wird darauf bei Mühlried vom Lehnbach (im Oberlauf Städtlbach genannt) in steiler Klamm durchbrochen und schwingt sich zum breiten Achberg 1033 m auf, dessen absinkende Ausläufer sich bis zu den Häusern von Telfs hinziehen. Im ganzen Verlauf tritt der Hauptdolomit seines Körpers meistens nackt zutage und seine Oberfläche zeigt an vielen Stellen mächtige Furchen, welche meist parallel mit dem Inntale hinstreben. Besonders deutliche stellen sich am Saßberg, bei Mühlried und am Ostabfall des Achberges ein. Am großartigsten ist diese eigentümliche Oberflächengestaltung am Ostende des Kammes in der Umgebung von St. Moritz zur Entfaltung gekommen. Der anfangs steil, dann flacher absinkende, sehr breite Felsrücken spaltet sich in mehrere lang hinziehende schmälere Rücken, welche durch breite Felswannen voneinander geschieden werden. Die zwei nördlichen Felsfinger reichen bis an die Häuser von Telfs, zwei südlichere tauchen schon früher in die Schutt ebene des Inntales, der kürzeste, südlichste bildet überhaupt nur eine vorspringende Kante. Die breiten, flachen Felswannen dazwischen sind 10—20 m tief eingegraben und ihre Felssohlen verschwinden rascher in der Innebene, so daß die Rücken wie Riffe vorragen. Auf den Abhängen des südlichen Felsrückens gelang es, durch Abheben der Grasdecke ziemlich deutliche Gletscherschliffe zu entdecken. Auf dem nördlichsten Rücken sind schlecht erhaltene geglättete Flächen in größerem Umfang zu sehen. Auf diesem letzten genannten Rücken ist östlich vom Mörderloch ein großer Rest von sehr gut entwickelter Grundmoräne erhalten, der einerseits unmittelbar dem Felsgrunde aufsitzt, anderseits am Abfall gegen die Poststraße horizontal geschichtete Mehlsande übergreift, unter denen feinblättriger Bänderton erschlossen ist. Hier steigt die Grundmoräne bis 670 m herab. Gegen Westen verliert sich die Grundmoränendecke bald, dagegen finden wir auf den Höhen im Norden des Achberges nicht selten kleine Reste von Grundmoräne, vermengt mit den geschichteten Schottern. Solche Aufschlüsse sind besonders in der Umgebung der Buchwiese zu sehen. Ganz in der Talfäche tritt Grundmoräne am Wege von Telfs nach der Häusergruppe Emat zutage.

Der Abschluß der Mieminger Terrasse im Osten kann nicht

durch Seitenerosion des Inns erfolgt sein, da aus den wilden Schluchten des Giesbaches, der Erzbergklamm und des Kochentales riesige Schuttkegel vorgeschoben werden, welche den Fluß ganz an die Südseite des Tales drücken. Erst ziemlich unterhalb der Terrasse von Brand drängt sich der Inn an die nördliche Felsflanke. Wir haben bei der Beschreibung der Mieminger Terrasse erkannt, daß die Grundmoränendecke von Westen nach Osten immer tiefer sich senkt. Am Westrand der Terrasse sehen wir die obere Grenze der geschichteten Ablagerungen in über 1000 m Höhe, bei Schloß Klamm nur mehr in 870 m, östlich vom Mörderloch überlagert die Grundmoräne in 670 m Höhe Mehlsande und Bänderton. Die gewaltige Abschrägung der Schotter und Sandschichten durch Grundmoränen in der Richtung von Schloß Klamm gegen Mötz ist schon erwähnt worden. Im Vergleich zu der Abschrägung, welche bei einer Entfernung von 2 km ein Gefälle von 200 m aufweist, ist jene in der Richtung von West nach Ost unbedeutend, da hier erst auf 13 km 330 m Gefälle kommen. Allerdings ist dieser Abfall in Wirklichkeit stellenweise beträchtlich größer, da zwischen steileres Fallen am West- und Ostrand eine sehr flache Mittelzone eingeschaltet ist. Wie die Aufschlüsse im

Fig. 8.



Westen des Giesbaches beweisen, liegt auch hier die Grundmoräne im Norden höher (780 m) als im Süden (670 m). Am Emat Bödele finden sich Reste derselben in Höhenlagen von 700—780 m. Bei Birkenberg gehen die Grundmoränen bei 740 m über die Schotter herab. Trotzdem nördlich von Telfs die große Terrasse durch die Schluchten des Giesbaches, der Erzbergklamm und des Kochentales in bedeutendem Maße durchbrochen und eingeschränkt ist, erkennt man aus der Verteilung der Reste der Grundmoränendecke doch sicher die glaziale Abschrägung der geschichteten Ablagerungen. Die Reste von Grundmoränen, welche in der Umgebung der Ortschaft Emat am Fuße der geschichteten Schotter auftreten, gehören wahrscheinlich einer älteren Vergletscherung an.

Neben dem allgemeinen Niederstreben der deckenden Grundmoränen bildet die Felsfurchenlandschaft von St. Moritz (Fig. 8) den besten Beweis für den glazialen Abschluß der Terrasse. Ausgehend von den Abhängen des Achberges, strecken sich die Felsrücken wie Finger einer Hand in schwach nordöstlicher Richtung gegen Telfs und tauchen dabei in die Schuttebene des Inntales. Solche Formen können unmöglich durch die Erosion eines Flusses geschaffen werden, dafür ist auch ihr Abstieg vom Achberggehänge ein viel zu steiler. Auf

dem nördlichsten Rücken ist zudem die Grundmoränendecke umfangreich neben Gletscherschliffen erhalten. Die Art, wie die Wannen und Rücken dieser Landschaft in die Schuttebene hinabtauchen, beweist, daß hier das Eis in der Gegend von Telfs den Felsgrund bis unter die heutige Innebene hinab auszuholen vermochte. Hätte der Inn die Abtragung der Mieminger Terrasse im Osten bewirkt, so wäre das kaum denkbar ohne Zerstörung dieser eigentümlichen, mit Grundmoränen und Schliffen engverbundenen Felsformen, welche ja zwischen ihm und den Terrassenresten sich hinziehen. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß das Becken von Telfs eine vom Inn teilweise zugeschüttete, größere glaziale Felswanne darstellt, welche sich unmittelbar an die Felsfurchen von St. Moritz anschließt, deren Zwischenwannen sich ja gegen Osten verbreitern.

Das Inntalgehänge zwischen Telfs und Kranebitten. Die Hochfläche Buchen—Mösern—Seefeld.

Unterhalb des Beckens von Telfs treten in langer Erstreckung größtenteils kahle Felshänge unmittelbar an das Innbett heran. Bis gegen Kranebitten hinab fehlen der nördlichen Talflanke geschichtete Ablagerungen völlig, was anscheinend nicht verwunderlich ist, da der Inn von den Schuttkegeln der südlichen Seitenbäche kräftig ans Nordgehänge gelenkt wird und dasselbe bespült. Nur bei Zirl kommen von der Nordseite der Schloß- und Ehnbach, welche mit ihrem großen vereinigten Schuttkegel den Inn an die Südfalte weisen.

Bei eingehender Untersuchung dieser langen Felsflanke kommen wir indessen zur Anschaugung, daß das völlige Fehlen der geschichteten Bändertone, Sande und Schotter, welche südlich des Inns hier überall in großartiger Weise erhalten sind, nicht als Abschwemmung durch den Inn erklärt werden kann.

Das Inntal beschreibt unterhalb von Telfs eine bedeutende Drehung in seiner Richtung, die aus einer nordöstlichen in eine südöstliche übergeht. Dabei verläuft sowohl der Talzug oberhalb als unterhalb des scharfen Umbuges weithin in nahezu gerader Richtung. Die Ablenkung des oberen Talzuges gegen Süden beträgt ungefähr 50°. Diese Ablenkung betrifft indessen nur die tiefe Furche des Inntales, denn oberhalb der geschlossenen Talwendung finden wir im Gebiete der weiten Einsenkung von Seefeld—Leutasch fast genau in der Richtung des oberen Inntalaufes vier mächtige Felsfurchen, welche gleichsam in der Höhe Fortsetzungen des ungebrochenen Talstreichens vorstellen. Es sind dies die doppelte Furche von Buchen, die Talung von Wildmoos, das Becken des Mösener Sees und die breite Talverbindung Mösern—Seefeld. Diese großangelegten Felsfurchen beginnen in einer Höhe von 1000—1200 m, steigen dann eine kurze Strecke an, um bald jenseits sich abzusenken. Nur das Felsbecken, in dem der kleine Mösener See liegt, verschwindet nach kurzem, ziemlich steilem Anstiege. Wenn wir das allgemeine Streichen des aus Hauptdolomit aufgebauten Grundgebirges beachten (ungefähr ostwestlich), so erkennen wir, daß diese Täler in spitzem Winkel diese Richtung kreuzen.

Daß sich seit der letzten Vergletscherung weder die Formen des Talgehänges zwischen Telfs und Kranebitten, noch auch die der großen Felsfurchen der Einsenkung von Seefeld—Leutasch im wesentlichen verändert haben, beweisen zahlreiche Reste von Grundmoränen, welche noch jetzt darüber verteilt liegen.

Die kleine Terrasse von Brand an der Ostseite des Kochentales besteht noch aus geschichteten, meist zentralalpinen Geschieben. Auf den Felshängen darüber treffen wir erst nördlich von Buchen größere Anhäufungen von gut entwickelter Grundmoräne. Weiter abwärts weist am Nordgehänge des Inntales die kleine Felsstufe von Bairbach nur eine dünne Decke von Grundmoränen auf, an der auch am Gehänge gegen Ober-Pettneu mehrfach kleine Reste anstehen. Einer größeren Anhäufung von ausgezeichnet entwickelter Grundmoräne begegnen wir knapp nördlich der Häuser von Ober-Pettneu, welche hier einen einspringenden Winkel des Felsgehänges ausfüllt und bis 630 m herabzieht. Bei den untersten Häusern von Unter-Pettneu setzt wieder hinter einem Felsvorsprunge eine große Lage typischer reiner Grundmoräne ein, welche längs einer schräg gegen Osten aufsteigenden Felsstufe über Leiblfling ins Tal des Niederbaches hinaufsteigt. Diese Felsstufe beginnt hinter dem kleinen Felshügel, welchen die Kirche von Leiblfling krönt und sie erhebt sich in flachem Anstieg bis zu dem Felskopfe oberhalb von Dirschenbach. Von dort senkt sie sich zum Niederbach und strebt jenseits desselben steil zu jenem Sattel empor, welcher die breite Felswanne von Leithen nach Westen zu öffnet. Diese Felswanne selbst, welche hinter dem Buchwieselkopfe parallel mit dem Inntale hinstreicht, hebt sich allmählich gegen Osten, bis sie östlich an der Ortschaft Leithen das Gefälle ändert und nun gegen die Schloßbergklamm absinkt, von der sie quer abgeschnitten wird. Jenseits dieser Klamm setzt sich nördlich von Zirl ebenfalls wieder eine Felsterrasse fort, die durch die tiefe Ehnbachklamm nur durchschnitten, nicht aber begrenzt wird. Ihre Fortsetzung wäre in der breiten Mulde zu suchen, welche nördlich vom Höhenberg zu den Zirler Mähdern emporführt. Die Zusammengehörigkeit dieser durch zwei tiefe Schluchten getrennten Felsstufen ist jedoch nicht sicher zu erweisen.

Nur der erste Teil dieser Felsstufenfolge ist bis über den Niederbach hinaus mit einer zusammenhängenden Grundmoränendecke überkleidet, in welche der eben genannte Bach vor seinem Absturz in die Felsklamm von Dirschenbach einen großen Aufriß eingefressen hat. Die Felswanne von Leithen besitzt nur im Osten eine mächtige Einlage von schön entwickelter Grundmoräne, die Felsstufe oberhalb des Dorfes Zirl ist dagegen in bedeutendem Maße von solchen Ablagerungen bedeckt, welche am Weg zum Erlsattel bis gegen 1200 m Höhe aufstrebten.

Im tieferen Inntalgehänge sind noch in einer Felsnische hinter Eigenhofen sowie längs des Felsfußes vom Zirler Kalvarienberg bis Martinsbichl einzelne kleinere Reste von Grundmoräne erhalten. Schon diese Zusammenstellung weist auf die merkwürdige Erscheinung hin, daß an der Nordflanke dieses Inntalgebietes zwar alle Spuren von geschichteten Ablagerungen fehlen, wogegen besonders in Nischen und

auf Stufen des Gehänges vielfach sehr gut entwickelte, reine Grundmoränen, manchmal sogar in bedeutenden Massen, vorhanden sind. Diese Reste von Grundmoränen sind auch nicht auf eine bestimmte Höhenlage beschränkt, sie finden sich knapp über der Flußebene und von dort aufwärts bis über 1200 m.

Durch Abschwemmungen des Inns kann das Fehlen der geschichteten Ablagerungen, welche südlich des Flusses längs der ganzen Strecke in einer Folge von Bänderton, Mehlsand und Schotter vorliegen, nicht erklärt werden. Es müßten doch ebensogut auch Reste der geschichteten Ablagerungen noch erhalten sein, da nicht einzusehen ist, warum nur sie allein überall herausgepült worden sein sollen. Wären nach dem Rückzuge der letzten Vergletscherung auch längs der Nordflanke dieses Inntalstückes die geschichteten Ablagerungen noch vorhanden gewesen, so müßten doch die Grundmoränen dieser Vergletscherung auf ihnen ihren Platz gefunden haben. Wäre dann die geschichtete Unterlage von dem Inn entfernt worden, so hätte damit notwendig auch ihre Grundmoränendecke verschwinden müssen. So könnte man die jetzt noch erhaltenen Grundmoränenreste vielleicht als einer älteren Vergletscherung angehörig betrachten wollen, die schon ursprünglich unter den geschichteten Ablagerungen lagen und nach deren Entfernung wieder zutage kamen. Auch da bliebe es höchst auffallend, daß nicht Reste der darauf gelagerten geschichteten Ablagerungen stellenweise mit erhalten wurden. Stammen diese Grundmoränenreste von der vorletzten Vergletscherung, so waren sie der Erosion einmal bis zur Bedeckung durch die geschichteten Ablagerungen und dann ein zweitesmal nach deren Ablagerung preisgegeben. Eine Erhaltung von vielen Grundmoränenresten einer älteren Vergletscherung auf so großer und steiler Flanke ist jedenfalls äußerst unwahrscheinlich. Sämtliche anderen Reste von älteren Grundmoränen sind nur an Orten erhalten, wo sie durch überlagernde Ablagerungen geschützt worden sind. Wenn hier die geschichteten Ablagerungen mit ihrer Grundmoränendecke durch Wassererosion vollständig entfernt wurden, so müßten Reste einer älteren Vergletscherung noch viel sicherer abgespült worden sein. Es ist weitaus am wahrscheinlichsten, daß diese Grundmoränen von der letzten Vereisung abstammen. Dann müßten aber vom Eise die geschichteten Ablagerungen mindestens bis fast zur Tiefe des heutigen Innlaufes abgetragen worden sein, da nur nach diesem Vorgange die Grundmoränen unmittelbar auf dem nackten Felsgrunde zum Absatze gelangen konnten. Die schräge Felsgasse von Leiblfing ist wohl nur durch aufsteigende Eisströmung zu erklären, weil der Niederbach bei dem sehr steilen Abfalle der Felslehne keine Ursache hatte, von der Richtung des größten und kürzesten Falles abzuweichen und quer an dem Felshange in auffallend flacher Neigung mehr als 2 km weit hinzuziehen. Diese Felsgasse ist ebenso wie die gleichsinnig, aber schwächer ansteigende Felsswanne von Leithen als ein sicheres Zeichen der eigenartigen Erosion des Eises zu betrachten. Auch die Felsterrasse oberhalb von Zirl, welche in etwas über 800 m Höhe beginnt und nur von großen Massen schön ausgebildeter Grundmoränen sowie von Gehängeschutt bedeckt ist, dürfte

vom Eise geschaffen worden sein. Unter der Grundmoränendecke zeigt der Fels mehrfach noch gut erhaltene Gletscherschliffe.

Östlich von Zirl tritt steilstehende ältere Trias, Wettersteinkalk, Partnachschichten und Muschelkalk an das Inntal heran, wobei der Wettersteinkalk über den überkippten älteren Schichtgliedern in gewaltigen Felswänden aufragt. Bis Martinsbichl finden wir am Fuße der Steilwände Spuren von Grundmoränen. Weiter abwärts überwiegt mit dem Hochstreben der Felswände der aus ihren Schichten abstürzende frische Schutt, welcher bis gegen Kranebitten den unteren Teil der Gehänge beherrscht. Nur östlich des Mailbrünndl (Quelle bei Punkt 588) finden wir knapp über dem Spiegel des Inns reichliche Quellen, welche aus dem Gehängeschutt über einer Grundlage von festem, kalkigem Lehm hervorquellen.

Nachdem wir nun die untere lange Talwandung besprochen haben, müssen wir noch die eigentümlichen Talzüge genauer betrachten, welche über derselben einsetzen und die Einsenkung von Seefeld—Leutasch durchziehen. Während der tiefe Taltrog des Inttales unterhalb Telfs um 50° gegen Süden abbiegt, sehen wir über der nördlichen Talwandung die schon erwähnten Felsfurchen in der ungebrochenen Richtung gegen Nordosten fortstrebend. Von den vier schon erwähnten Furchen sind die von Wildmoos und jene von Mösern—Seefeld nicht bloß die größten, sondern auch die eigenartigsten.

Der Talzug von Wildmoos beginnt in etwa 1200 m Höhe oberhalb von Bairbach mit einer doppelten Felsfurche, welche von Resten sehr stark bearbeiteter Grundmoräne besetzt ist. Die Verdopplung der großen ansteigenden Felsfurche zieht sich bis zum ersten großen Becken hin, an welchem das Jagdhaus Wildmoos erbaut ist. Der die beiden Felsrinnen scheidende Rücken besteht aus einer Anzahl von flach auf- und abschwellenden Felshöhen. Kurz vor dem Becken mit dem Jagdhause erheben sich die beiden Flächen zu einem flachen Sattel, der sie über eine Erniedrigung ihres Scheidekammes hinweg verbindet. Dann senkt sich die südliche Rinne, indem sie sich zugleich kräftig verbreitert und bildet so die Felswanne des Wildmooser Beckens, welche zeitweilig von einer Wasseransammlung gefüllt wird. Die nördliche Felsfurche vereinigt sich mit dem großen Becken, nachdem der Scheidekamm verschwunden ist. Jenseits des Beckens mit dem Jagdhause verschmälert sich die nunmehr einfache Felsfurche und steigt dabei wieder an. Auf dieser ansteigenden Strecke hat die neuangelegte Straße typische Grundmoräne angeschnitten. Nach Überschreitung eines schmalen Sattels senkt und verbreitert sich die Furche zu dem weiten Becken, an welchem die Wildmoosalpe steht. Dieses Becken ist noch größer als das erste und seine Felswanne ist von Torfablagerungen gefüllt, die auch abgebaut werden. Dieses Becken bildet die Ausstrahlungsstelle von drei Felsfurchen, welche jenseits seiner Felsumwallung mit steilerem Abfall einsetzen.

Der nördlichste Ast der Verzweigung ist das Kellental, welches nach längerer, engerer Strecke sich zu einem Felsbecken erweitert. Schon die Flanken dieses Beckens sind mit bedeutenden Massen von Grundmoränen bekleidet, was noch mehr von dem folgenden sehr langgestreckten Becken gilt, in welches das erstere mit einer

verengten Steilstufe absinkt. Dieses zweite Becken wird an der Straße, welche von Seefeld nach Leutasch führt, auf einem Damm durchquert. Schon in diesem Becken und noch mehr im weiteren Verlaufe des Talzuges macht sich der verändernde Einfluß von rinnendem Wasser bemerkbar.

In der Gegend, wo die Leutascher Straße unseren Talzug kreuzt, überziehen mächtige Massen von stark bearbeiteter Grundmoräne die niedrigen Sattelhöhen zu beiden Seiten und stellen so zwischen der Talweitung von Leutasch bis in die Nähe von Seefeld eine zusammenhängende Grundmoränendecke her.

Der mittlere, von der Wanne der Wildmoosalpe ausgehende Tallauf vereinigt sich bald mit dem südlichen, welcher von dem Klammbache benützt wird. In beiden Tallaufen finden sich reichliche Einlagerungen von Grundmoränen, aus deren Lage man den geringen Betracht der nacheiszeitlichen Wassererrosion ersieht. Dieser Talzug mündet nach ziemlich kurzem Lauf in das von Seefeld nach Scharnitz ziehende Tal, welches eine Fortsetzung der Felsfurche von Mösern darstellt. Außer diesen weit verfolgbaren Talzügen, welche an die Wanne der Wildmoosalpe geknüpft sind, besitzt dieselbe noch eine gerade Fortsetzung, indem sich ihre Felsfurche jenseits eines sehr flachen Sattels jäh mit mehreren Rinnen in ein sehr weites Becken absenkt, das in der Mitte von der Leutascher Straße durchzogen wird. Der südliche, sumpfige Teil wird jetzt vom Achermoosbach entwässert, welcher in den Klammbach mündet. Bedeutende Massen von Grundmoränen überziehen die weite Einbuchtung, welche aus mehreren miteinander verschmolzenen Wannen besteht. Bei Punkt 1252 übersteigt die Straße einen von Grundmoränen gebildeten Sattel. Östlich davon ist in einer Grube horizontal geschichteter, nicht abgerollter Schutt erschlossen, der größtenteils aus Hauptdolomit besteht, aber auch zentralalpine Geschiebe enthält. Es ist diese Einlage wohl als eine von den Schnelzwassern der rückziehenden Vereisung umgelagerte Grundmoräne anzusehen.

Die große Furche, welche Mösern und Seefeld verbindet, setzt in der Umgebung des ersten Ortes bei 1200 m Höhe mit mehreren flachen Felsfurchen ein, welche gegen einen Sattel (1240 m) aufstrebten, der durch einen Felsbuckel geteilt wird. In diesen aufsteigenden Felsrinnen sind mehrfach Grundmoränenreste sowie östlich von Mösern schlechterhaltene Gletscherschliffe vorhanden. Jenseits des gedoppelten Sattels sinkt die nunmehr einheitliche Furche etwas ab und verbreitert sich dabei zu einer großen Wanne, welche mit Torfablagerungen ausgefüllt ist. Aufragende Felshügel bilden im Nordosten eine Schwelle, welche ein kleiner Bach in schmalem Einriß durchschneidet. Diese Felsschwelle sinkt rasch in ein tieferes, noch viel breiteres und viel längeres Becken ab, das bis in die Gegend des Seefelder Seekirchls sich ausdehnt. Große Grundmoränenmassen bekleiden die Stufe zwischen den beiden Becken, besonders an den beiden Seiten. Durch einen künstlich angelegten Querdamm wurde in früherer Zeit das Becken in einen See verwandelt. Möglicherweise sind die kleinen Schuttermassen im östlichen Abschnitte des Beckens Andeutungen von einer Verlandung dieses künstlichen Sees durch Einschüttungen des Raabaches. In der

Gegend des Seekirchls éingen von beiden Seiten abgerundete Fels-hügel das Becken ein, das jedoch nach kurzer, von Grundmoräne begleiteter Enge sich zu dem noch größeren von Seefeld öffnet. Das-selbe ist keine einfache Wanne mehr, da sich von Süden her ein zweites Felsbecken ausdehnt, das in der Gegend des Dorfes Seefeld mit jenem ersten zusammenwächst. Leider sind hier durch den großen Schuttkegel des Hagelbaches vielfach die charakteristischen Züge des großen vereinigten Felsbeckens verdeckt, da er nahezu $\frac{4}{5}$ von dessen Oberfläche verschüttet hat. Der aus der Vereinigung des Hagelbaches und des Raabaches gebildete Seebach hat außerdem in die Fels-schwelle, welche das Seefelder Becken im Norden umschließt, eine tiefe Schlucht hineingefügt. Trotzdem ist der Charakter der durch die Eiserosion geschaffenen Formen ein unverkennbarer. Der breite Felswall, der das Becken gegen Norden umfaßt, zeigt ausgezeichnete gerundete Buckel mit Furchen dazwischen, welche gegen Nordosten weisen. Wo der Seebach seine schmale Schlucht einzugraben beginnt, streben eine Anzahl von Felshöckern empor, welche anzeigen, daß der Boden der Felswanne sich dort seiner Anlage nach noch im Ansteigen befindet. Erst beträchtlich weiter nördlich senkt sich das ganze Fels-gehänge, wobei es, in steile Furchen zergliedert, zum Klamm- und zum Seebach abfällt. Besonders an der östlichen Seite ist diese Felsstufe von reichlichen Massen gut entwickelter Grundmoräne begleitet, welche schöne Aufschlüsse längs der Straße nach Scharnitz ergibt.

Nordwestlich von Seefeld ist dem Wannenzuge, der von Mösern herüberstreicht, noch eine kleine seitliche Felswanne angegliedert, deren Becken von Torf ausgefüllt ist.

Die mächtige Felswanne, welche sich vom Seefelder Sattel gegen Norden absenkt, wird gegenwärtig noch zum Teil vom Wildsee eingenommen, welcher vom Schuttkegel des Hagelbaches aufgedämmt und von dessen Wasser gespeist wird. Nur an der vom Schuttkegel freien West- und Südseite der Felswanne treten die flachen, geglätteten Buckel aus Hauptdolomit zutage. Auf der Südseite bilden dieselben, stellenweise überdeckt von Grundmoränen, die Unterlage des Sattels. Entlang dem Tale des Mühlbaches (im Unterlauf-Niederbach) ziehen von ihm die Grundmoränen in bedeutenden zusammenhängenden Massen auf beiden Talhängen gegen das Inntal abwärts. Am westlichen Ufer enden dieselben mit der größtenteils von ihnen erbauten Terrasse von Mühlberg, auf der östlichen Talseite ziehen sie bis unterhalb von Reith hinab und kommen hier der Grundmoränendecke, welche über die Felsgasse von Leiblfing aus dem Intale heraufsteigt, so nahe, daß ihr ursprünglicher Zusammenhang sicher anzunehmen ist.

Im Grunde dieselben in Fels gegrabenen Formen sehen wir auch in kleineren Verhältnissen am Möserer See und an dem Sattel von Buchen. Der Möserer See füllt eine kleine, zwischen Felsköpfen eingetiefte Wanne (1292 m) aus. Gegen Nordosten setzt sich dieselbe erst verdoppelt, dann einfach in ziemlich steilem Anstiege gegen den Punkt 1496 fort, wo sie zwischen den Hängen des Brunschberges und des Kirchenwaldes ausgeht.

Der Sattel von Buchen besteht aus zwei nebeneinander fast parallel verlaufenden Felsfurchen, welche am Abfalle gegen das Kochental in

etwas über 1200 m Höhe beginnen. Sie streichen sowohl mit dem Laufe des Inntales oberhalb seines Buges, als auch mit den Furchen von Wildmoos, Möserer See und Mösern gleichsinnig gegen Nordosten. Beide Furchen steigen anfangs an, bilden dann flache Sättel und spalten sich im Hinabsteigen gegen die Niederung von Moos. Die nördliche Furche biegt dabei gegen Norden um, mehrere aufragende Felskuppen stellen sich ein, zwischen denen kleine mit Moor und Torf gefüllte Becken liegen. Drei prägen sich besonders aus, die wie Stufen einer äußerst flachen Treppe im Süden des Weilers Moos angeordnet sind.

Die südliche Furche, längs welcher der Fahrweg von Buchen nach Leutasch führt, besitzt östlich ihres Sattels ein großes, seitliches, von sumpfigen Wiesen bedecktes Felsbecken, das jedoch stumpf am Abhange des Hochmooskopfes (1555 m) endet. Die Hauptfurche lehnt sich mit steilerem Abfalle gegen die Niederung von Moos hinab. Der Steilabhang der beiden Buchener Furchen gegen die eben genannte Niederung ist mit bedeutenden Massen kräftig bearbeiteter Grundmoräne verkleidet. Diese Niederung gehört schon zu der großen Talweitung von Leutasch, deren weitere Schilderung uns hier allzusehr von dem Ziele unserer Arbeit ablenken würde. Daß auch dieses große Talbecken wesentlich durch Eismassen des Inntalgletschers und solche aus dem Gaistale ausgestattet wurde, hoffe ich bei anderer Gelegenheit zeigen zu können. Die Schilderung der eigenartigen, über der Talwandlung des Inntales eingreifenden Felsfurchen konnte nicht weggelassen werden, weil ihre Formung mit der des Haupttales aufs innigste verbunden ist.

Die Terrasse nördlich von Innsbruck.

(Fig. 9 und 10.)

Die Terrasse im Norden von Innsbruck beginnt bei Kranebitten und endet zwischen Thauer und Absam. Längs dieser kurzen Erstreckung wird dieselbe von sechs Quertälern vollständig und von mehreren kleineren Gräben unvollständig zerschnitten. Der Aufbau der Terrasse ist in diesem Gebiete ein sehr verwickelter, da sich unter den geschichteten Inntalablagerungen neben Felsstufen auch noch Reste der interglazialen Höttinger Breccie und Grundmoränen älterer Vergletscherungen finden. Uns sollen hier nur jene Erscheinungen beschäftigen, aus denen sich Schlüsse auf die Umformungen der Terrasse in und nach der Zeit der letzten Vergletscherung gewinnen lassen.

Aus der tiefen Kranebitter Klamm baut sich ein flacher, frischer Schuttkegel heraus, welcher den Inn gegen Süden abdrängt. Dieser Schuttkegel wird an seiner Ostseite von einem gewaltigen Reste eines älteren Kegels überragt, der viel steiler aufgeschüttet war und weit gegen Osten sich ausdehnte. Aus diesem älteren Schuttkegel herausgemodelt sind die Eckterrassen des Kerschbuchhofes sowie die vier viel kleineren und niedrigeren Hügelkämme, deren östlicher noch vor einigen Dezennien als Hinrichtungsplatz benutzt wurde (Galgenbichl 640 m). Schon am Ostgehänge der Kerschbuchhofterrassen begegnen wir bedeutenden Auswaschungen durch Wassererosion und die folgenden

Hügel sind durch breite, sehr steile Talstücke voneinander getrennt. Eine Grundmoränendecke fehlt den Resten dieses Schuttkegels, dessen Material fast ausschließlich aus den Gesteinen des Auffanggebietes der Kranebitter Klamm besteht. Nicht selten trifft man einzelne an den Kanten abgerundete, oberflächlich geschrammte Stücke. Im Osten lagert dieser Kegel horizontal geschichteten Schottern auf, welche in schräger, etwas gewölbter Fläche gegen den Ausgang des Hötttingertales anstreben. Auf den ersten Blick könnte man aus dieser Form an einen großen, aus dem Hötttingertale herausgeschobenen Schuttkegel denken, doch zeigen zahlreiche darin eingetriebene Schuttgruben meist ebenschichtige, stark gerollte Schotter und Sande, in denen zentralalpines Material weitaus vorherrscht. Schon knapp oberhalb der Hügelkämme des alten Kranebitter Kegels finden wir am Felsgehänge vielfach Reste von deutlicher Grundmoräne. Dieselbe lässt sich nun, nicht völlig zusammenhängend, bis zum tiefen Einschnitt des Hötttingertales verfolgen, wobei sie vorzüglich die höheren Teile der aus geschichteten Ablagerungen erbauten Terrasse überzieht. Der

Fig. 9



untere, flache, schuttkegelförmige Teil der Terrasse erhebt sich nämlich gegen das Gehänge des Achselkopfes (Fig. 9) hin zu einer bedeutend höheren Stufe, welche durch kurze Quertälchen in eine Reihe von Rücken aufgelöst ist. Auf diesen Rücken und an ihrem geschlossenen Hintergelände finden sich nun fast allenthalben die schon erwähnten Grundmoränen. Dieselben steigen im Zusammenhange nur vom Höttingerbilde über die Terrasse des Planezenhofes gegen Höttling und längs einem Trockentale bis zum Schlotthofe (709 m) herab, wo in den geschichteten Schottern ein Lager von Bänderton mit einer Mehlsanddecke eingeschaltet ist. Weiter westlich lagern, von der oberen Grundmoränendecke völlig getrennt, am Fuße der steileren Terrasse beträchtliche Massen von Grundmoränen, die höchstwahrscheinlich ursprünglich ebenfalls mit jener Decke in Verbindung standen, welche die geschichteten Ablagerungen überdeckt. Dieser untere Streifen von sehr gut entwickelter Grundmoräne beginnt schon westlich von dem Schuttblauen des Höllentales und findet östlich von der bei 687 m Höhe angelegten Lehmguppe (Bänderton, Mehlsand und Schotter) in der Umgebung der Allerheiligenhöfe seine größte Verbreitung. Hier bestehen die kleinen

Hügelkämme ober der Fahrstraße aus gut ausgebildeter Grundmoräne, welche sich bis zur Straße herabzieht.

Wenn wir die Erscheinung beachten, daß im Westen des Höttingertales die ganze Masse der geschichteten Ablagerungen in eine höhere, stark erodierte und eine tiefere, flach abgeschrägte Stufe gegliedert ist und daß sich auf beiden Reste einer Grundmoränendecke befinden, so erscheint auch hier der Gedanke an eine Umformung durch die Eiserosion berechtigt. Die Grundmoränenaufschlüsse reichen nicht unter 650 m herab. Der alte Schuttkegel aus der Kranebitter Klamm ruht mit seinen östlichen Ausläufern auf der unteren Stufe der geschichteten Schotter und Sande und er besitzt keine Grundmoränendecke. Diese Beobachtungen führen zu dem Schlusse, daß in der Gegend von Karnebitten die geschichteten Ablagerungen fast gänzlich entfernt worden sind und sich erst weiter gegen Osten in ziemlich flachem Anstiege erheben. Als Ursache für die Bildung des hohen, mächtigen Schuttkegels aus der Kranebitter Klamm kann man ungestritten einen Lokalgletscher des Gschinitzstadiums annehmen. Da dieser Schuttkegel durch steile Trockentälchen ebenso kräftig zer schnitten ist wie die östlich von ihm lagernden geschichteten Ablagerungen, so werden wir nicht weit fehlen, wenn wir darin Wirkungen der Schmelzwasser dieses und wahrscheinlich auch eines noch jüngeren Rückzugstadiums (Daunstadium) erkennen. Spuren dieses bereits sehr hoch emporgerückten Stadiums finden wir nämlich unterhalb der beiden Käre der Inntalkette am Schneekar und bei der Seegrube. Nicht unerwähnt will ich lassen, daß sich zu beiden Seiten des unteren Höllentalgrabens in der Bergneigung geschichtete, verfestigte Bänke aus wenig bearbeiteten Kalken des Talgebietes befinden, von denen kleine Reste noch hart über der Innenfläche anstehen. Sie werden von den geschichteten Schottern und von den Grundmoränen überlagert und besitzen ein höheres Alter.

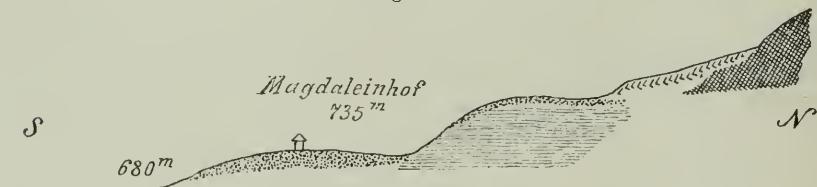
Östlich von dem Höttingertale hat der Inn, durch den Schuttkegel der Sill gedrängt, das Gehänge der nördlichen Terrasse stark angegriffen und ihren Felskern auf längere Strecke bloßgelegt.

In dem Gebiete zwischen Höttingertal und Mühlauer Graben ist daher der Abschluß der Terrasse gegen Süden durch die Angriffe des Inns völlig verändert worden. Die Decke der Terrasse bilden ausgedehnte Massen sehr gut entwickelter Grundmoräne, welche im westlichen Abschnitte unmittelbar den geschichteten Schottern und Sanden, im östlichen hingegen den Bänken der höher ansteigenden Höttinger Breccie auflagern. An dem Hügelgelände östlich des Höttingertales kann man betrachten, wie die geschichteten Ablagerungen an der Grundmoräne südlich abfallend abgeschrägt werden. Vom Gramartboden steigen sie zusammenhängend über geschichtete Schotter und Sande von etwa 850 m bis 760 m herab. Diese Angabe gilt nur annähernd, da in diesem Gebiete eine überaus lebendige Formung des Geländes zu Hügel und Tälchen stattfindet und die Grundmoränendecke ebenfalls keine ebene Unterlage besitzt. Überlagert wird diese deutliche, an zentralalpinen und gekritzten Geschieben reiche Grundmoräne oberhalb des Gramartbodens und westlich des Höttingertales, in der Umgebung des Wallfahrtskirchleins „Höttingerbild“, von großen Massen

vorzüglich kalkalpinen Schutt, der vielfach den Eindruck einer schwach bearbeiteten Grundmoräne liefert. Er läßt sich aufwärts bis ungefähr zur unteren Buntsandsteinzone verfolgen. Talabwärts greifen diese Schuttmassen auf beiden Talseiten breit aus und von ihrer unteren Grenze an stellt sich östlich des Tales die reiche Hügellandschaft, westlich das breite Trockental ein, welches an der Höhe des Planezenhofes zum Schlotthofe hinableitet.

In diesem Trockentale ziehen, wie ich schon erwähnte, an der Nordseite typische Grundmoränen hinab, welche von Schutt aus dem Höttingertale (Bundsandstein, Muschelkalk . . . Stücke der Höttingerbreccie) überdeckt sind. Gegenwärtig kann kein Schutt aus dem Höttingertale mehr in dieses Trockental gelangen, weil der östliche Rand desselben beim Planezenhofe 100 m über der Sohle des ersten in die Luft ausgeht. Diese Beobachtung führt uns wieder zu der Vorstellung, daß zur Zeit des Gschnitzstadiums ein Lokalgletscher den oberen Teil des Höttingertales erfüllte, der über die Terrasse sein Schuttfeld vorschüttete, während seine Schmelzwasser die Hügel und Trockentäler oberhalb von Hötting modellierten. Auch von dem Gehänge zwischen Höttingertal und Mühlauer Graben dürften durch

Fig. 10.



Lokalgletscher die großen, wenig abgenützten Schuttmassen herabgeschüttet worden sein, welche in dieser Gegend auf den Grundmoränen lagern. Starke Schuttmassen hat auch ein Lokalgletscher zu beiden Seiten der Mühlauer Klamm über die Terrasse gebreitet. Seiner Wasserwirkung entstammen wohl die Trockentäler, welche von der Höhe des Rechenhofes sich gegen Südosten absenken.

Östlich des breiten Rumer Grabens finden wir wieder sowohl eine Grundmoränendecke auf der Höhe der Terrasse als auch einen mächtigen Streifen am Fuß derselben. Letzterer setzt in der Gegend des Bändertonlagers nördwestlich von Rum ein und bildet dann die unteren Anhöhen bis Thaur. Die obere Decke ist vielfach erodiert und von kalkalpinem Schutt (Lokalgletscher!) überschüttet, während die untere Zone vorzügliche Aufschlüsse von reiner, stark bearbeiteter Grundmoräne, besonders westlich von Thaur bietet. Kein Aufschluß reicht jedoch so tief, daß man mit Sicherheit entscheiden könnte, ob diese Grundmoränen die geschichteten Ablagerungen unterlaufen oder bloß steil daran angelagert sind. Für die letztere Ansicht lassen sich zwei Wahrscheinlichkeitsbeweise anführen. Westlich von Thaur liegt auf einer schrägen Vorstufe aus Grundmoräne der Magdaleinhof (Fig. 10). Etwas nordwestlich von diesem Hofe wurde in den Fuß

der höheren Hinterterrasse eine Schuttröhre eingetieft, welche ein horizontal geschichtetes Lager von Mehlsand eröffnete. Diese Mehlsande liegen um 10—30 m tiefer als die in der Nähe und östlich vorlagernden Grundmoränen.

Außerdem vereinigen sich aber im Osten von Thaur der obere und untere Grundmoränenzug auf abgerundeter Felsunterlage. Damit betreten wir ein Gebiet, in welchem der Abschluß der Innsbrucker Terrasse durch glaziale Wirkung deutlich hervortritt. Thaur wird im Norden von Hügeln umgeben, welche aus typischer Grundmoräne erbaut sind. Durchbrochen werden sie von der Thaurer Klamm, an deren Ausgang die Felsen tief herabsteigen. Im Osten dieser Klamm ziehen Grundmoränen einerseits hoch über abgerundete Felskuppen empor, anderseits lehnen sie sich ganz ins Tal hinab und setzen fast ausschließlich die Bodenwelle zusammen, welche sich von Thaur fast bis nach Absam erstreckt. Oberhalb der Kinzachmühle und bei Thaur ist ihr Aufbau gut erschlossen. Bei dieser Mühle reichen die Grundmoränen bis in die Tiefe von 600 m herab. Nordwestlich von diesem Höhenzug steigen die Grundmoränen von der Höhe der Terrasse herab und lassen öfters den abgerundeten, im gleichen Sinne geneigten Felsgrund hervorschauen. Nordöstlich dagegen drängt ein riesiger Schuttkegel her, der aus den tiefen, wilden Schluchten des Zunderkopfes genährt wird. Dieser Schuttkegel vereinigt sich weiter im Süden mit der Thaurer Klamm sowie auch mit jenem des Halltales. Der flache Schuttkegel der Thaurer Klamm verwächst dazu im Westen mit dem Schuttkegel von Rum, so daß hier im Norden des Inns unter der Terrasse ein riesiges, durch Verschmelzen mehrerer Schuttkegel gebildetes, schräges Schuttfeld entsteht. Nur bei Melans ist zwischen dem Schuttkegel des Halltales und jenem des Zunderkopfes ein Rest von geschichteten Ablagerungen mit einem Überzuge von Grundmoräne erhalten. Das gewaltige Vorherrschen von Schuttkegeln, welche in der Gegend von Hall die volle Breite des Inntales in Anspruch nehmen, könnte man nach oberflächlichem Eindrucke als die Ursache der Verminderung und des Verschwindens der Terrasse betrachten. Wir haben aus der Verteilung der Grundmoränen gesehen, daß die Terrasse östlich von Thaur durch die erodierende Kraft des Eises bereits abgetragen und mit Grundmoränen überspannt worden ist. Erst durch die vom Eise hier besorgte tiefe und weite Gehängeeinbuchtung fanden die Schuttkegel so ungehinderten Raum zur Verbreitung.

Die Gnadenwalder Terrasse.

(Fig. 11.)

Der große Schuttkegel des Halltales begrenzt im Osten die breite Terrasse des Gnadenwaldes in einer Weise, welche zeigt, daß ihr Rand durch die Erosion des Halltalbaches angegriffen wurde. Wenn wir das Halltal in bezug auf seinen Schutthinhalt untersuchen, so fällt uns in seinem Innern der Mangel an Schuttmassen auf, welche in den meisten Nachbartälern von den jüngsten glazialen Rückzugsstadien angeläuft wurden. Die Reste von Breccien im Eibental, bei

den verzauberten Knappen und am Törl können wegen ihres höheren Alters nicht hierher gerechnet werden. So ist der Gedanke nicht unwahrscheinlich, daß das Riesenausmaß des Mündungsschuttkegels auf die Wirksamkeit seiner Lokalgletscher zurückzuführen ist. Östlich und westlich von seiner Talöffnung treffen wir übrigens Schuttmassen, deren Bildung durch einen Gletscher des Halltales sehr wahrscheinlich ist.

Nach dem Stande der Grundmoränen zu beurteilen, befindet sich die tiefste Erniedrigung der Terrasse zwischen Thaur und Absam, wo sich dieselben bis 600 m herabsenken. Am Hügel von Melans treffen wir Spuren von Grundmoränen in 700 m Höhe und jenseits des Halltaler Schuttkegels von 800 m aufwärts. Über die Oberfläche der breiten Gnadenwalder Terrasse hin sind fast allenthalben Reste von Grundmoränen verteilt, welche gewöhnlich im Norden gegen den Gebirgshang höhere Lagen einnehmen als im Süden am Rande der Terrasse. Doch überschreitet in keinem Profil das Gefälle der Grundmoräne 100 m. Der ganze Abschnitt der Terrasse, welcher zwischen dem Halltaler Schuttkegel und dem Vomperbach liegt, zeigt in keinem seiner tiefen Gräben das Grundgebirge, woraus wir auf die gewaltige Entwicklung der geschichteten Ablagerungen schließen können. Dieselben liegen hier in der ziemlich ungestörten Verlandungsserie eines Sees vor, die meist mit Bänderton beginnt und sich dann allmählich zu Mehlsand, Kies und Schotter vergröbert. Im Liegenden der Bändertone ist in der Lehmgrube bei Fritzens eine ältere Grundmoräne mit sehr schönen gekritzten Geschieben erhalten. Diese Grube hat übrigens das Bändertonlager in einer Weise erschlossen, welche zu erkennen gestattet, daß dasselbe eine ältere Talfurche ausfüllt, indem im Osten und Westen bereits seine Grundlage entblößt ist. Bemerkenswert ist außerdem, daß die feingeschichteten Tonlagen eine kräftige Neigung gegen Westen sowie wellenförmige Verbiegungen, besonders in der Richtung N—S aufweisen.

Der Aufbau der Terrasse ist am tiefsten durch die Schlucht des Vomperbaches enthüllt. Die geschichteten Ablagerungen werden hier von einem verkitteten älteren Schuttkegel des Vomperbaches unterteuft, der seinerseits Gletscherschliffe und Grundmoränen überlagert. Dieser Aufschluß gewinnt dadurch an Bedeutung, daß hier zweifellos das Vorhandensein einer älteren Grundmoräne bewiesen wird (s. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1903, Nr. 11). Während wir hier unter der Terrasse etwa in 630 m Höhe geschliffenen und von Grundmoränen bedeckten Felsgrund haben, setzt sich die Grundmoränendecke ungefähr 200 m höher über die Furche des Vompertales auf die Terrasse des Vomperberges fort. Diese Erscheinung zeigt in deutlichster Weise, daß die Terrasse des Gnadenwaldes sowie auch die des Vomperberges fast ohne einen Kern von Grundgebirge sich aufbaut.

Die Oberfläche der Gnadenwalder Terrasse zeigt besonders in der Richtung des Inntales eine nahezu gleiche Höhe ihrer Randpunkte. Auffallend ist der Umstand, daß sich die Oberfläche der Terrasse vom südlichen Rande flach gegen die Mitte einsenkt und erst dann wieder gegen den Berghang zu erhebt. In dieser eingesenkten Mittelzone sind besonders im östlichen Abschnitte große Trockental-

züge entwickelt, während im westlichen die Wasserrinnen des Hochgebirges sich tiefe Abflußrinnen in die Terrasse gegraben haben. Das größte Trockental ist jenes von St. Maria-Larch, welches mit zwei Furchen ganz allmählich auf der Terrassenfläche nördlich vom Dorf Fritzens beginnt und bei Terfens sich ins Inntal öffnet. Das Tal wird nur in seinem untersten Stück noch von einem kleinen Bach benutzt, der oberhalb Terfens über einem Bändertonlager der Terrasse entquillt. Grundmoränen kleiden die zwei Einfurchungen aus, mit denen dieser Talzug im Westen einsetzt. In der Gegend von St. Maria-Larch schließt sich ihm ein anderes Trockental an, welches am Ostrande der Gnadenwald Terrasse anfängt und sich gegen Westen neigt. Es ist auf der Höhe der Terrasse breit angelegt und von Grundmoränen überzogen, senkt sich dann so steil gegen das Tal von Maria-Larch, daß es den Eindruck macht, als ob es von letzterem unterschnitten worden wäre. Gegen Osten geht es frei über der Schlucht des Vomperbaches aus.

Die Ausbildung dieser Trockentäler dürfen wir sicherlich ebenfalls wieder mit Lokalgletschern in Verbindung bringen, die am Gehänge der Bettelwurfkette ihren Ausgang nahmen. Besonders nördlich von St. Martin treffen wir Reste eines mächtigen, älteren Schuttkegels, der hoch am Gehänge emporstrebte.

Doch muß neben diesen späteren ausgiebigen Erosionen festgestellt werden, daß aus der Lage der Grundmoränen die glaziale Austiefung einer breiten, mittleren Furche entlang der Terrasse hervorgeht.

Während nun aber die Grundmoränendecke auf der Höhe der Terrasse vielfach erschlossen liegt, vermissen wir eine solche vollständig am Abfall gegen das Inntal. Dafür stellt sich hier allenthalben eine Art von schräger Vorstufe aus horizontal geschichteten, stark gerollten Schottern ein. Zu einem Teile wurde diese Vorstufe durch Verschmelzen zahlreicher kleiner Schuttkegel aus den Gräben der höheren Terrasse gebildet, zum anderen jedoch durch Abschwemmung des Inns. Solche Vorstufen finden wir besonders an jenen Stellen, wo die Terrasse nicht glazial, sondern durch Wassererosion begrenzt wurde. Auch hier ist längs der ganzen Südseite des Gnadenwaldes und auch noch der Vomperberger Terrasse die Begrenzung durch den Angriff des Inns erfolgt.

Die Terrasse des Vomperberges erstreckt sich zwischen den Querschluchten des Vomperbaches und der Stanser Klamm. Diese Terrasse ist beträchtlich schmäler als die Gnadenwalder und in der Gegend von Fiecht tritt sogar der Felsgrund hervor. Trotz der Verschmälerung zeigt sich auch hier deutlich auf der Höhe der Terrasse die Eintiefung einer mittleren Zone. Der westliche Teil der Terrasse, der eigentliche Vomperberg, weist neben dieser Einsenkung noch ein Trockental auf, welches ziemlich steil zum Dorfe Vomp hinableitet. Der östliche Abschnitt, die Terrasse mit den Höfen Eggen, Weng und Bauhof, trägt die breite Furche eines Trockentales, das von Westen gegen Osten abfällt.

Dieses Trockental prägt sich nordwestlich vom Eggenhof ein, wo sein Rand gegen einen Quergraben frei ausgeht. Bis zum Weng-

hof ist sein Gefälle ein mäßiges. Hier schließt sich ihm von Südosten eine zweite, schmälere Talwanne an und fallen beide vereint steil gegen das Dorf Stans ins Inntal ab. An seinem Beginn lagern Grundmoränen, welche bis zum Wenghof dann seine Nordflanke überkleiden.

Die Terrasse erhebt sich über dem eben geschilderten Trockental zur Anhöhe des Bauhofes (Fig. 11), welche hinter den Felsrücken des Vomperjoches zurückgeht. An dieser Anhöhe, welche aus horizontal geschichteten, vorzüglich zentralalpinen Schottern, Sanden und Bändern besteht, fallen uns zwei Eigentümlichkeiten besonders auf. Erstens steigen hier die geschichteten Ablagerungen bis zur Höhe von 920 m empor und zweitens werden dieselben von sehr gut entwickelter Grundmoräne bedeckt, welche im Süden bis zum Trockental beim Wenghof (755 m) hinabsteigt. Wir haben hier auf $\frac{1}{2}$ km Entfernung ein Gefälle der Grundmoräne von über 150 m, welches nur auf Rechnung der glazialen Erosion gebracht werden kann. Die außfallend hohe Lage der geschichteten Ablagerungen ist wohl dadurch zu erklären, daß dieselben hier hinter dem vorstehenden Eck des Vomperjochrückens vor der Abstreifung durch das vorbeidrängende Eis des Inntalgletschers geschützt wurden. Wir werden später am Achenseedamm und bei der Besprechung der Terrassen auf der Süd-

Fig. 11.



seite des Inns zwischen Schwaz und Zillertal mehrere Stellen kennen lernen, wo noch in Höhen von über 900 m geschichtete Schotter und Mehlsande anstehen und von Grundmoränen übergriffen werden.

Diese Beobachtungen verdienen deswegen eingehende Würdigung, weil sie zeigen, daß die Oberfläche der geschichteten Ablagerungen sicherlich in mehr als 900 m Höhe lag. Wenn nun die Grundmoränen-decke größtenteils in 800 m die geschichteten Ablagerungen überzieht, so folgt auch für die annähernd ebenen Oberflächen der großen Terrassen eine glaziale Erniedrigung von mindestens 100 m.

Damit sind wir in der Beschreibung der Terrassen bis zur Stanser Klamm vorgerückt. Jenseits derselben liegt noch die Terrasse des Heuberges, welche in der Nähe von Schloß Tratzberg endet. Unterhalb von diesem Schlosse steigt die Bergwand des Stanserjoches unvermittelt bis zur Innebene herab.

Während die Terrasse im Westen der Stanser Klamm noch zum größten Teile von losen Aufschüttungen erbaut wird, tritt im Osten das Grundgebirge bei weitem in den Vordergrund. Dabei zieht sich diese Felsterrasse am Südabfall des Stanserjoches weit ins Stansertal hinein, da noch die Felsschulter, auf welcher St. Georgenberg steht, zu ihr zu rechnen ist. Auch gegenüber von St. Georgenberg auf der

Südseite des Stanserbaches finden wir Felsschultern, welche eine Fortsetzung der Heubergterrasse ins Stansertal hinein beweisen. Bedenkenswert ist dabei, daß alle diese schon im Bereich des Stausertales gelegenen Felsschultern tiefer eingeschnitten sind als der Westrand der Felsterrasse von Heuberg. Diese Terrasse selbst weist nur Anlagerungen von geschichteten Schottern und Sanden auf, welche ein größeres Ausmaß bei den Höfen Heuberg und Durch erreichen. Sowohl an der Oberfläche der Terrasse als auch am Abfall gegen das Inntal herrscht das Grundgebirge vor und wir finden wieder jene eigentümlichen glazialen Formen. Abgerundete Felshügel ragen auf, hinter denen breite Furchen vorbeiziehen, und die ganze Fläche neigt sich stark gegen Osten, wo sie bei Ried das Inntal erreicht. Ried selbst liegt jedoch in einer Art Felslehne, da östlich der Felsgrund der Terrasse noch einmal zur Höhe von Schloß Tratzberg sich aufschwingt, um dann erst vollständig zu verschwinden. Auf der ganzen Heuberger Terrasse liegen Reste von Grundmoränen sowohl über den Felsgrund als auch über die Reste von geschichteten Ablagerungen verstreut. Bei Ried ziehen dieselben über Fels nahe zur Innenbene herab. Hier bildet auf fast 1 km Erstreckung ein abgeschliffener und vorragender Felskamm die Begrenzung der dahinter eingetieften Terrasse. Diese Merkmale geben der Terrasse des Heuberges den Stempel kräftiger glazialer Bearbeitung, welche vor allem in dem steilen Abfall der eingegrabenen Furchen sich äußert. So fällt zum Beispiel die Felsunterlage bei Ried auf $\frac{3}{4}$ km Erstreckung um 120 m.

Die Terrasse von Heuberg bildet den glazialen Abschluß für die zusammenhängenden Terrassen des Gnadenwaldes und Vomperberges. Durch den von Grundmoränen bedeckten Abstieg der Heubergterrasse wird auch hier wieder die Möglichkeit einer Terrassenbegrenzung durch Erosion des Inns ausgeschlossen. Den kurzen neuerlichen Anstieg der Felswanne von Ried gegen Schloß Tratzberg möchten wir den schon früher beschriebenen, schräg ansteigenden glazialen Felsgassen anreihen.

Bevor wir nun zur Besprechung des Achendamms übergehen, sollen noch kurz die Glazialaufschlüsse des Stallentales (im Unterauf-Stanser Klamm) berücksichtigt werden.

Die Terrasse des Bauhofes baut sich als mächtiger Einsatz ganz in die Tiefe der Stanser Klamm hinab. In einer Tiefe von fast 700 m begegnen wir auf der Südseite über den Felsen der engen, jungen Klamm Lagen von sandigem Bänderton, der aufwärts in Mehlsand und riesige Massen horizontal geschichteter Schotter übergeht. Die Gesamtmächtigkeit dieses Einbaues in die Stanser Klamm beträgt bis zur Grundmoränendecke ober dem Bauhofe über 200 m. Wir wissen bereits, daß sich auch jenseits der Stanser Klamm Reste von Ablagerungen mit einer Grundmoränenlage befinden, woraus zu ersehen ist, daß der Eisstrom des Bühlstadiums die von Schottern, Sanden und Bänderton verstopfte Furche der Stanser Klamm mit einem geringen Gefälle überschritt, das erst weiter östlich bedeutend zunahm. Aus dem Vorhandensein dieser so tief herabreichenden Einlage können wir aber gleichzeitig den Schluß gewinnen, daß die Stanser Klamm schon vor der Einlagerung der geschichteten Ablagerungen

fast bis zu ihrer jetzigen Tiefe ausgenagt war. Innerhalb dieser Schottereinlage treffen wir im Bachbett bis oberhalb der Mündung der Gamsbachklamm ziemlich reichliche Urgebirgstrümmer und in letzterer Klamm sogar viele sehr große Klötze. Oberhalb der Gamsbachmündung beginnt dann von 900 m an ein Einsatz von Kalk- und Dolomitschutt, der in den unteren Lagen völlig den Charakter einer nicht besonders stark bearbeiteten kalkalpinen Grundmoräne annimmt. Bis über 1200 m steigt dieser Schutteinbau empor, die Quellen des Stanser Baches brechen oberhalb der schlammigen Grundmoräne daraus hervor und der herrliche, flache Boden der Stallenalpe liegt auf ihm. Es erscheint nun fraglich, ob wir diese sicherlich glaziale Ablagerung für eine durch den vorliegenden Inntalgletscher bewirkte Staubildung oder für die Spur einer jüngeren Lokalvergletscherung halten sollen. Ich neigte anfangs der ersten Ansicht zu, bin jedoch jetzt geneigt, das letztere für wahrscheinlicher zu halten und eine Ablagerung aus der Zeit des Gschnitzstadiums darin zu erblicken, da in dem ganzen Tale bis zum Lamsenjoch außer den hochgelegenen Moränenringen des Daunstadiums keine anderen jenem Stadium entsprechenden Schuttreste vorhanden sind. Außerdem wäre die Bildung einer solchen Staustufe nicht recht erklärlich, weil ja der aus dem Stallentale vordringende Gletscher mit dem Inntalgletscher zusammenschmolz und mit in dessen Bewegung eingezogen wurde. Der Umstand, daß die Felsterrasse des Heuberges sich absteigend ziemlich weit ins Stanser Tal hineinzieht, spricht dafür, daß diese Terrasse zum Teil durch den herausdrängenden Stanser Gletscher geschaffen wurde. Wenn derselbe aber, wie diese Beobachtung verlangt, seine Bewegung entlang dem Berggrücken des Stanserjoches fortsetzte, ist nicht einzusehen, warum er in seinem Ursprungstale eine so mächtige Staustufe angelegt haben sollte. Auf der Höhe der Bauhof- und Heubergterrasse fehlen die Reste von jüngeren darüber gebreiteten Schuttfeldern, welche wir häufig noch über der Grundmoränendecke trafen und als Ablagerungen von Lokalgletschern des Gschnitzstadiums erkannten. Es ist daher durchaus wahrscheinlich, wenn wir in der Staustufe unter der Stallenalpe ebenfalls Reste der Ablagerung eines jüngeren Lokalvergletschers erblicken, der auf dem Boden der Stallenalpe lange verweilte und nicht bis zur Tiefe der Inntalterrasse hinabreichte.

Der Achenseedamm.

(Fig. 12 und das Profil auf Tafel V.)

Der Aufbau des mächtigen Achenseedamms ist von Blaas und Penck in eingehender Weise geschildert worden. Nach den Untersuchungen von Blaas und eigenen Begehungen hat Penck in den „Alpen im Eiszeitalter“ auf Seite 322 ein Profil mitgeteilt, welches seiner Auffassung der Verhältnisse Ausdruck gibt. Ich habe den Achenseedamm mehrerermaß begangen und bin mit Berücksichtigung der weiter östlich liegenden Aufschlüsse zu einer etwas anderen Deutung der Lagerungen gekommen. Ich stelle im folgenden dem Profil, welches Penck mitgeteilt hat, dasjenige an die Seite, welches nach meiner Ansicht den tatsächlichen Verhältnissen näher kommt.

Beide Profile unterscheiden sich im wesentlichen nur darin, daß ich das keilförmige Eingreifen der tiefer liegenden Grundmoräne nicht beobachten konnte und deshalb dieselbe als später angelagert betrachte. Blaas hat zuerst in den Verhandlungen d. k. k. geol. Reichsanstalt Wien 1889, S. 232 die Aufschlüsse, welche durch den Bau der Zahnradbahn am Achenseedamm geschaffen wurden, dargestellt. Er weist darauf hin, daß die Grundmoräne, welche oberhalb der Sohle des Trockentales von Erlach an der Bergnase von Eben ansteht, nach oben in Sand und Kies übergehe, welche sehr unregelmäßig gegeneinander lagern und vielfach an scharfen, kleinen Verwerfungsspalten aneinander stoßen. Geht man von diesem Aufschluß an der Bergkante gegen den tiefen Einschnitt des Käsbaches hinein, so trifft man in gleicher Höhe nach einer kurzen, verwachsenen Zone auf mächtige Lagen von horizontal geschichtetem Bänderton (2). Dieser Bänderton zieht sich, vielfach von herabgerutschem Schutt bedeckt, bis zum Bach hinein und ist auf der anderen Talseite sehr schön verschlossen, wo man sieht, daß Kies, Sand und Schotter (1) schräg gegen Norden abfallend ihn überlagern. Auch am Berghang unter Eben finden wir über dem Bänderton gegen Norden fallende Kies- und besonders große Sandmassen vertreten. Das von Penck angegebene doppeltkeilförmige Eingreifen der Grundmoräne ist hier nicht zu erkennen. Begeben wir uns von dem Ebener Bergkamm gegen Osten, so treffen wir beim Stangelgut in gleicher Höhe auf Grundmoränen, welche sich von dort am Fuße des Berghanges in einzelnen, nicht zusammenhängenden Resten bis Erlach herabziehen. Sie bilden besonders nördlich und östlich von diesem Dorfe am Fuße des steilen Felshanges kleine vorgelagerte Hügel, welchen mehrfach Quellen entströmen. Die Grundmoräne, welche hier auftritt, ist sehr stark bearbeitet und von ganz ähnlicher Zusammensetzung wie die weitverbreitete Inntaler Grundmoräne.

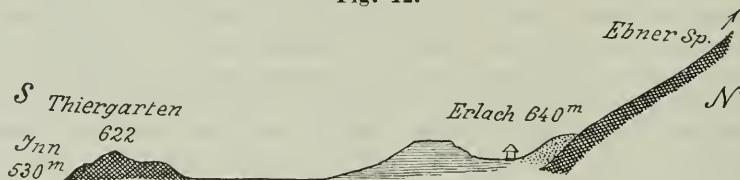
Die untere Grundmoräne an der Achenseebahn, die gleich hoch gelegene vom Stangelgute und endlich die von Erlach haben als gemeinsames Merkmal, daß sie an der Nordflanke eines Trockentales liegen, das im Westen nördlich von Fischl in breiter, freier Öffnung über dem Tal des Käsbaches beginnt und sich gegen Osten in flacher Neigung absenkt. Der obere Teil dieses Trockentales ist vorzüglich in Mehlsande eingebettet, tiefer treten dann geschichtete Schotter hervor. Dem Gefälle dieses Trockentales entsprechend, steigen auch die Grundmoränen von etwa 740 m im Westen bis gegen 640 m bei Erlach und östlich davon am Wege nach Astenberg sogar bis unter 600 m herab. Südlich von diesem Trockentale sind auf den Höhen von Fischl und Burgeck nur ziemlich spärliche Reste einer Grundmoränendecke verbreitet.

Die Grundmoränen von Erlach (Fig. 12) stehen gegen Osten in unmittelbarem Zusammenhange mit jener Hügelzone, welche in den riesigen Schuttkegel von Münster eingreift. Diese Hügelzone weist nördlich von Wiesing in mehreren Aufschlüssen eine innige Vermischung von Grundmoränenmaterial mit vorzüglich zentralalpinen Sanden und Schottern auf. Dagegen zeigen die Hügel südlich und westlich von Astenberg, welche sich dem Felshange der Ebener Spitze anschmiegen,

wieder einen Aufbau aus reiner, sehr stark bearbeiteter Grundmoräne. Auf diese Weise umgreifen Grundmoränen von der Höhe von Eben herab über Stangelgut, Erlach bis Astenberg den Berghang der Ebener Spitze. Dabei ist ihr Zusammenhang zwar kein volliger, doch sind die Lücken von einer Art, daß sie leicht durch nachträgliche Erosion zu erklären sind. Von 960 m bei Eben sinkt dieser Grundmoränenstreifen bis unter 600 m, um dann noch einmal über 800 m Höhe in der Nähe von Astenberg zu erreichen. Nach Ausbildung und Verteilung gehören diese übrigens nur unbedeutend von einander getrennten Grundmoränen Resten einer und derselben Decke an. Wo die Grundmoränen an den Berghang der Ebener Spitze stoßen, sind sie stets rein und frei von geschichteten Schottern und Sanden, welche sie bei Eben, an der Achenseebahn und in der Umgebung des Stangelgutes überlagern und mit denen sie sowohl am Aufschluß der Zahnradbahn westlich vom Stangelgut als auch nördlich von Wiesing innig verbunden sind.

Aus der Beobachtung, daß der untere Grundmoränenstreifen einerseits geschichtete Ablagerungen überdeckt und anderseits frei dem felsigen Berghange aufliegt und dabei sich im Gefalle jenem des Trockentales anschließt, dem entlang er streicht, geht hervor, daß wir

Fig. 12.



es auch hier höchstwahrscheinlich mit glazialen Erosionswirkungen zu tun haben. Wir haben an der Mündung des Stanser Tales bei Besprechung der Bauhofterrasse und des Trockentales von Weng bereits ganz ähnliche Verhältnisse gefunden, welche sich in nahezu gleichen Höhenverhältnissen ausdrücken. Wie am Bauhof, treffen wir auch bei Eben in einer Höhe von über 900 m auf die Grundmoräne, welche sich dort zusammenhängend, hier getrennt bis zur Sohle des südlich vorbeiziehenden Trockentales (von Weng, von Erlach, 755—790 m) herabzieht. Die Abschrägung der geschichteten Ablagerungen und die Bildung des Trockentales von Erlach sind beides Werke der glazialen Erosion.

Wenn wir der Vollständigkeit wegen noch den westlich des Käsbaches gelegenen Teil des Achenseedamms untersuchen, so stoßen wir hier westlich von Jenbach am Südfuß des Zeiseleckes auf Reste von sandigem Bänderton. Höher empor streichen geschichtete Schotter und Sande aus, unter denen wir in der Gegend des Sensenwerkes auf die verfestigten, sehr flach südfallenden Bänke des alten Achentalsschuttkegels (3) stoßen. Die gerollten Inntalschotter und Sande übergreifen den Achentalsschuttkegel und begrenzen das tiefer zurück liegende mächtige Lager von Bänderton gegen Süden, bis sie endlich vielfach

schräg aufgeschüttet darüber nach Norden vorwachsen. Die auf diesen Schottern lagernde Grundmoräne ist hier nirgends gut erschlossen, doch scheint sie am Nordhange des Zeiseleckes ziemlich tief herabzusteigen. Die Hauptmasse der Käsbachquellen tritt oberhalb des Bändertonlagers aus den Schottern hervor und dürfte sicherlich dem Achensee entstammen. Wie schon die Aufschlüsse zu beiden Seiten des Käsbaches lehren, wird das große Bändertonlager im Süden von Schottern und Sanden abgeschlossen, welche auch seine Bedeckung bilden. Diese Bändertonlagen gehen oben indessen nicht allmählich in Mehlsand, Kies und Schotter über wie die meisten der im Inntale befindlichen Lehmlager, sondern sie werden diskordant von schräg geschichtetem, meist größerem Flußschutt überschritten. Diese Schotter reichen im Einschnitt des Käsbaches knapp unter Maurach bis über 940 m empor, also beträchtlich höher als bei Eben bereits die Grundmoränendecke ansteht. Dabei werden sie noch größtenteils von zentralalpinen Geröllen aufgebaut, wenn auch die Beimengung von kalkalpinen schon mehr in den Vordergrund drängt als bei den unteren Lagen. Weiter nordwärts überwiegen an der Oberfläche des Achenseedamms seitliche Aufschüttungen aus den benachbarten Berggräben. Sehr wichtig für das Verständnis der Bildung dieses herrlichen Alpensees sind Vorkommnisse von typischer, stark bearbeiteter Grundmoräne des Inntalgletschers am Seeufer zwischen Seespitz und Pertisau und an beiden Felsflanken der Schuttbucht von Pertisau. (Siehe Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1903, S. 209.) An allen übrigen Uferlinien wird der See von frischem Schutte oder von Felsen umspannt. Um nun zu klaren Vorstellungen über die Bildungsgeschichte des Sees zu gelangen, müssen wir die Höhenlagen der verschiedenen Bestandteile des Dammes in Vergleich zu dem jetzigen Relief des Seegrundes zu bringen suchen.

Der alte verfestigte Schuttkegel des Achentalbaches reicht nach den Aufschläßen im Käsbachtale etwa bis 730 m empor. Die darüber einsetzenden Bändertonlagen steigen in den hinteren Verzweigungen des Käsbaches und am Weißenbach bis über 820 m hinan, wobei sie noch von etwa 130 m mächtigen Schottern überdeckt werden.

Die Lotungen des Achensees haben dessen Reliefverhältnisse genügend genau bestimmt. Die 100 m Tiefenlinie umschließt ein sehr langes Becken von der Gegend von Pertisau bis gegen Scholastika, innerhalb von dem mehrfach Tiefen über 120 m und einzelne über 130 m erschlossen wurden. Die heutige Spiegelfläche des Sees kann man zu etwa 929 m annehmen, so daß sich darauf bezogen die tiefsten Stellen des Sees bis zu 800 m hinabsenken. Bedenkt man die gewaltigen Schuttmassen, welche an den steilen Schluchten der umliegenden Gebirge unaufhörlich in den See geschüttet werden, so wird man zu dem Schlusse gedrängt, daß der Seeboden seit dem Schluß der letzten Vergletscherung eine bedeutende Erhöhung erlitten hat. Jedenfalls war das Gebiet, welches damals bis 800 m hinabreichte, ein weit umfassenderes.

Aus dieser Zusammenstellung lassen sich unmittelbar folgende Schlüsse aufstellen.

Da das Achental nach Süden entwässert wurde, mußte das ganze

Gebiet bis zur Wasserscheide ein Gefälle gegen Süden besitzen. Wurde nun die Talöffnung im Süden verstopft, so mußte der dadurch entstehende Stausee seine größte Tiefe im Süden aufweisen. Die Bändertone, welche jetzt am Käsbach über dem alten Schuttkegel des Achen-tales erschlossen liegen, zeigen uns den Stand des damaligen Seebodens an. Diese Bändertone werden nach ihren höchstgelegenen sichtbaren Aufschlüssen in 820 m Höhe durch darüber transgressiv vordringende Schotter und Sande abgeschlossen.

Der Boden des alten Achensees war also bereits vor dem Vordringen der Schotter im Süden an seinen tiefsten Stellen über 820 m hoch. Da der Boden des heutigen Achensees stellenweise bis 800 m hinabreicht, müßte man annehmen, daß sein Hohlraum seit dem Abschlusse der Bändertone nicht nur nicht verschüttet, sondern sogar noch vertieft worden sei. Es dürfte im Gebiete des heutigen Achensees, also seit Beendigung der Bändertonablagerung nichts mehr eingeschüttet worden sein, während am Achenseedamm über den Bändertonen noch mindestens 130 m Kies, Schotter und Grundmoräne angehäuft wurden. Dazu zeigen alle Aufschlüsse, daß der Schotter in lebhafter und rascher Weise über die Bändertone gegen Norden vordrang. Hätte der See noch weiter ungestört fortbestanden, so ist nicht einzusehen, warum die Ablagerung der Bändertone durch schräg geschichtete Schotter beschlossen worden wäre. Diese Verhältnisse zwingen zu der Annahme, daß der alte Achensee in der Entwicklung mit dem heutigen nicht unmittelbar zusammenhängen kann. Der alte See muß vor der Ankunft des Inntalgletschers bereits vollständig durch Bändertone sowie Schotter, Kies, Sand des Inns und Schutt der Seitenbäche verlandet gewesen sein.

Der jetzige Achensee aber ist durchaus eine glaziale Wanne, welche von einem Seitenzweige des Inntalgletschers während des Bühl-stadiums ausgehöhlt wurde. Da der Achenseedamm nicht vom Achensee durchbrochen wurde, ist eine Vertiefung seines Gründes nur durch Eiswirkung oder durch tektonische Veränderungen möglich. Von letzteren haben wir keine so jugendlichen wahrnehmen können.

Heute birgt der See seine tieferen Stellen in der nördlichen Hälfte seines Bettes. Wenn wir den alten See als Rückstauung eines nach Süden fälligen Tallaufes betrachten, muß die Verteilung der Tiefen eine genau umgekehrte sein: im Norden flaches Erheben des Seebodens, gegen Süden zunehmende Tiefe. Diese Umkehr der Tiefenverteilung kann ebenfalls nur ein Werk der glazialen Erosion sein. Da wir die höchsten erschlossenen Reste des alten Achen-talschuttkegels bei 730 m Höhe am Käsbach finden, so können wir uns das alte Talgefälle ungefähr wieder ergänzen, wenn wir Verbindungslinien mit der Felsschwelle von Achenkirchen bei etwa 920 m und mit den noch im Fels befindlichen Hintergründen des Pletzach-, Falzthurn- und Tristenautes ziehen. Aus dieser Zusammenstellung geht ebenfalls die auffallend veränderte Form des heutigen Seebettes gegen das alte hervor. Im Norden erscheint das Becken des Achensees durch die Felsschwelle, auf der Achenkirchen liegt, abgeschlossen. Die breiten Sohlen des Pletzach-, Falzthurn- und Tristenautes öffnen sich in der Schuttbucht von Pertisau vereinigt gegen den Achensee. Daß das Eis

des Inntalgletschers sogar in diese Bucht hineindrang, beweisen an beiden Seiten die Reste von typischer Grundmoräne, welche neben gekritzten auch viele zentralalpine Geschiebe enthält. Einzelne erraticische Gerölle finden sich noch bei der Falzthurnalpe. Diese drei Täler besitzen ganz ausgesprochene Trogformen und waren jedenfalls zur Zeit, als der Zweig des Inntalgletschers den Hohlraum des heutigen Achensees aushob, von ihren eigenen Gletschern erfüllt. Die Grundmoränen von Pertisau scheinen dafür zu zeugen, daß der Inntalgletscher diese Karwendelgletscher unterschob und sich in ihr Gebiet ein Stück weit hineindrängte. Die Tatsache, daß am Abhange des Stampfer Köpfls, nordwestlich von Pertisau, etwa 100 m oberhalb des Streifens von Inntalgrundmoräne, eine kalkalpine, viel weniger bearbeitete Grundmoräne ansteht, läßt sich leicht in dem angegebenen Sinne erklären. Ob diese Talweige auch so tief vom Eise ausgefegt wurden wie der Trog des heutigen Achensees, läßt sich nicht beweisen. Da bei Pertisau eine Teilung und Stauung der Eisströmung stattfand, ist es wahrscheinlich, daß hier eine höhere Schwelle blieb, die sich sowohl gegen den Achensee als auch die hinterliegenden, zu Becken ausgehöhlten Täler erhob.

Die Bildung des heutigen Achensees zeigt uns in ausgezeichneter Weise die eigenartige Wirkungsweise der glazialen Erosion. Der gegen das Inntal vorgeschoßene Teil des Walles besitzt an dem mächtigen talab gestreckten Rundhöcker des Tiergarten und an den Trockenwäldern von Wiesing und Erlach gewaltige, in der Richtung des Inntales streifende Einfurchungen. Wie durch einen Pflug erscheinen diese Furchen eingegraben, wobei im Vergleiche zur Höhe der Aufschüttung stellenweise weit über 300 m abgetragen wurden. Der weiter zurückliegende Teil des Achenseewalles wurde durch den vorstehenden Felsrücken des Stanserjoches vor der von West nach Ost gerichteten Eisströmung geschützt. Als sich vom Strom des Inntaleises ein Seitenarm loslöste, wurde der unter der Ablösungsstelle befindliche Schuttgrund sehr wenig angegriffen. Erst in einiger Entfernung entfaltete dieser abzweigende Eisstrom seine aushöhlende Tätigkeit und grub so das Becken des Achensees, das bei Achenkirchen durch eine Felsschwelle abgeschlossen wurde, über 150 m tief ein.

Penck vertritt in dem Werke „Die Alpen im Eiszeitalter“ die Anschauung, daß der Achenseedamm am Rande eines Gletschers aufgeschüttet wurde, welcher einzelne Vorstöße gegen das Achental mache und endlich nach Ablagerung des Walles dorthin vordrang. Dieser Gletscher könnte nur der des Zillertales gewesen sein. Waren die Grundmoränen des Trockentales von Erlach und von Eben wirklich von diesem Gletscher, wogegen schon ihre Zusammensetzung spricht, so müßte doch durch diesen vorliegenden Gletscher der Zufluß von Inntalgerölle verhindert worden sein. Solche beteiligen sich aber in der hervorragendsten Weise an dem Aufbau der Schotter und Kiese bis zu den höchsten Lagen hinauf. Die Mündung des Zillertalgletschers liegt noch beträchtlich unterhalb der Öffnung des Achentales, so daß es nicht wahrscheinlich ist, daß derselbe so weit talauf zurückgegriffen haben könnte, wo ihm außerdem anfangs der Druck des angestauten Inntalsees, später die aufgeschütteten Schuttmassen entgegenwirken.

Der Riegel von Karres.

(Fig. 13.)

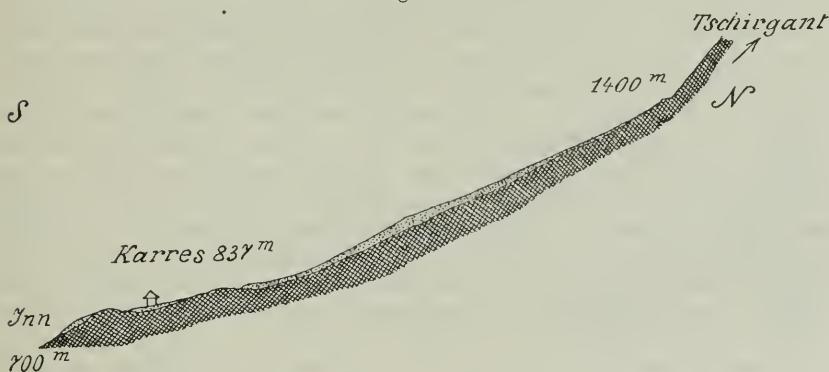
Südlich von Imst durchschneidet der Inn in enger Schlucht die Felsterrassen, auf denen nördlich die Ortschaften Karrösten und Karres, südlich Arzl und Wald liegen. Nach dem Vorgange von Blaas soll auch hier zur Gesamtbezeichnung der Name: „Riegel von Karres“ gebraucht werden. Was uns an diesem Riegel besonders auffällt, ist der Umstand, daß hier gleichzeitig auf beiden Seiten des Inns eine Felsterrasse auftritt, welche im Westen mit sehr steilem Gefälle aus dem Imster Becken aufstrebzt und gegen Osten weit flacher absinkt. An dem Aufbau der Terrasse ist vorzüglich das Grundgebirge beteiligt, während die losen Aufschüttungen nur Ausfüllungen von Einsenkungen und eine dünne Decke bilden. Geschichtete, gerollte Schotter finden sich nur an der Südseite des Inns auf dem Sattel von Arzl und bei Wald, wo sie in ungefähr 800 m Höhe einsetzen und von Grundmoränen bedeckt sind. Die Grundmoränen beherrschen die Terrasse sowohl südlich als besonders nördlich vom Inn, indem sie aus der Tiefe des Imster Beckens von etwa 720 m an (über den Felsen des Imster Bahnhofes, bei der Königskapelle und am Abhange bei Brennbichl) in zahlreichen Überresten die Felshöhen überkleiden und jenseits derselben nordöstlich von Roppen unmittelbar an den Lauf des Inns (680 m) herantreten.

Die Oberfläche des Riegels ist sehr unregelmäßig, indem neben dem beträchtlichen Gefälle gegen Osten noch mehrfach aufragende Felshügel sich finden, von denen die bedeutendsten nördlich von Arzl (946 m), bei der Königskapelle, westlich von Karrösten (986 m), südöstlich von Karres und nördlich von Roppen liegen. Die Felshügel südöstlich von Karres stellen die Umrandung eines Felsbeckens dar, in dem auch der letztgenannte Ort sich ausbreitet.

Alle diese Felshügel zeigen in der Richtung des Inntales gestreckte und abgerundete Formen. Nicht selten weisen dieselben noch verwaschene Gletscherschliffe auf, an denen die Felshöhen um Karres und Karrösten überhaupt reich sind. Nördlich von Karrösten, am Beginne des Weges zur Karröstner Alpe und dann in den Gräben, welche nördlich von Karres (Fig. 13) gegen die Karreser Alpe aufsteigen, finden sich unmittelbar unter sehr stark bearbeiteten Grundmoränen einzelne noch vollständig blanke Schliffflächen. Die Öffnung des Riegels gegen das Becken von Imst ist sehr breit und wird durch die großen Felshügel von Karrösten, Arzl sowie durch den kleineren von der Königskapelle in vier Furchen zerlegt, welche sich gegen Osten nähern und undeutlich verschmelzen. Zwischen Karres und Karrösten ist die ganze nördliche Terrasse durch eine schräg von der Königskapelle und von der Innschlucht aufstrebende Fläche unterbrochen, welche sich mit den steilen Furchen verbündet, die von ihr zur Karreser Alpe emporsteigen. In diesem Gebiete, das gleichsam eine in den Bergkörper des Tschirgants einspringende Nische darstellt, gelangen die Grundmoränen in ausgezeichneter Entwicklung und vielfach über geschliffenen Felsen zu einer gewaltigen Entfaltung. Vom Steilabfall der Innschlucht (bei 780 m) ziehen sie fast ununterbrochen bis gegen 1400 m Höhe hinauf.

An dieser über 600 m hohen Berglehne kann man fort und fort die besten Aufschlüsse in der typisch entwickelten Grundmoräne finden, welche neben reichlichen zentralalpinen sehr schön geschliffene und gekritzte Geschiebe aus Kalk und Dolomit enthält. Bei dem Dorfe Karres springt wieder die Felsterrasse weiter vor und bildet eine große flache Wanne, welche durch aufragende Hügel sowohl gegen die Innschlucht als auch gegen das viel tiefere Becken von Roppen abgegrenzt wird. Ein steiler gefurchter Abfall leitet in das letztere Becken hinab, dessen Grund teilweise durch geschichtete Innschotter und Sande angefüllt ist, welche von jener Innstauung herrühren, die durch den großen Bergsturz des Tschirgants herbeigeführt wurde. Die Einbuchtung von Roppen wird im Osten durch einen Dolomithügel geschlossen, hinter dem die Grundmoränen in großer Mächtigkeit bis zum Inn herabstreichen. Die südliche Terrasse zeigt nicht so große Unregelmäßigkeiten, aber ebenfalls eine Grundmoränendecke. Am auffallendsten ist der groß abgerundete Felshügel nördlich von Arzl.

Fig. 13.



Jenseits der Pitztalschlucht liegt die Terrasse von Wald, welcher die höhere von Schweighof und die tiefere von Ried angelagert ist. Dann findet sich östlich noch ein kleiner Vorsprung bei Hoheneck, der aber bereits unmittelbar gegen das Inntal in steiler Neigung abfällt. Durch die bisher beschriebenen Oberflächenformen, die Gefällsverteilung und die Grundmoränendecke ist die glaziale Gestaltung des Riegels zu seiner vorliegenden Form erkenntlich gemacht. Die Grundmoränendecke hebt sich, aus der Tiefe des Imster Beckens steil ansteigend, auf die Terrassen, überkleidet nicht nur dieselben, sondern greift anderwärts noch bis 1400 m an das Berggehänge empor und steigt dann mit ihnen bis zum jetzigen Innbett hinunter. Aus der Beobachtung, daß die Grundmoränendecke im Westen von beiden Seiten noch ziemlich tief in den Einriß der Innschlucht herabstreicht, kann man den Schluß ziehen, daß wenigstens ein Teil derselben bereits durch das Eis ausgehobelt wurde.

Die Frage nach dem Alter und der Entstehung des Felsriegels von Karres ist besonders durch Blaas mehrfach berührt worden.

Um hier zu einiger Klarheit durchzudringen, müssen wir die Aufschlüsse des Gurgltales, der Mieminger Terrasse und des Inntales zwischen Imst und Telfs zusammenhalten. Nach dem Rückzuge der Würmvergletscherung dürften beide Inntalzweige, sowohl der nun unter der Mieminger Terrasse begrabene als auch der heutige, offen gestanden sein. Damit soll aber keineswegs behauptet werden, daß der Tallauf Imst—Nassereith—Telfs auch noch vom Inn benützt werden konnte. In die Reliefverhältnisse der damaligen Zeit können uns unter der Voraussetzung, daß inzwischen keine tektonischen Veränderungen diesen Alpenteil betrafen, die verschiedenen geschichteten Ablagerungen einigen Einblick gewähren. Sie füllten die Hohlräume der Talzüge aus und haben so wenigstens einige spärliche Reste derselben vor der späteren Erosion aufbewahrt. Bei Imst stoßen wir unter der Nagelfluh in etwas über 800 m Höhe auf den alten Talboden, bei Nassereith ist bei 820 m der Felsgrund noch nicht erschlossen. Dann fehlen die Aufschlüsse bis zum Klammbach bei Mötz, der sehr wichtige Angaben liefert. In seinem Hintergrunde ragt der Felsgrund, welcher Schloß Klamm trägt, bis 871 m empor. Durch die umliegenden Gräben wird aber erschlossen, daß wir es hier mit einer Felsnase zu tun haben, die beträchtlich über ihre Umgebung aufragte. Nahe an der Mündung dieses Tales sehen wir die geschichteten Ablagerungen in etwas unter 700 m Tiefe. Da hier sicher schon damals eine Verbindung mit dem Inntale bestand, so können wir seine Höhe zu jener Zeit bei Mötz als fast gleich der jetzigen einschätzen. Durch diese Tatsache wird eine weitere Verfolgung der beiden Talläufe gegen Osten unnötig, da sie ja bereits bei Mötz gleichsohlig gewesen sein dürften. In der Nähe von Telfs finden wir übrigens am Ostrand der Mieminger Terrasse den Felsboden in den maßgebenden mittleren Lagen nirgends erschlossen. Östlich vom Mörderloch lagert Bänderton bis 670 m an die Felsrücken von St. Moriz.

Im Tallauf des heutigen Inntales fehlen geschichtete Ablagerungen aus jener Zeit fast völlig. Nur auf den Terrassen von Arzl und Wald sind geschichtete Schotter aufbewahrt geblieben, welche von Grundmoränen überlagert sind. Ihre untere Grenze gegen das Grundgebirge dürfte in 800 m Höhe zu setzen sein. Wie wir aber wissen, greifen die deckenden Grundmoränen beträchtlich tiefer in die Innschlucht hinab, so daß es nicht ausgeschlossen ist, daß jene Furche in der Gegend vom Imster Bahnhof in tieferer Lage einst von Schottern erfüllt war, welche durch das Eis wieder herausgefegt wurden.

Aus diesen Beobachtungen kann gefolgert werden, daß beide Tallinien in der Gegend von Imst in ungefähr 800 m Höhe sich zu teilen begannen und bei Mötz in 690—680 m Höhe miteinander in Verbindung standen. Wahrscheinlich lag jedoch schon damals die südlitere Linie tiefer und die nördliche wurde nicht mehr zusammenhängend benützt. Für die südlitere Linie kam in der Strecke von Imst bis Mötz damals ein Gefälle von ungefähr 100 m auf 18 km zur Verwendung (jetziges Gefälle = 60 m). Das Becken von Imst war oberhalb des Riegels von Karres nach dem Rückzuge der Würmvergletscherung noch nicht unter 800 m hinab ausgehölt und der

Imm schnitt seinen Weg als flache Rinne in den eben genannten Felsriegel ein. Durch die Talverstauung des Zillertaler und Ötztaler Gletschers kam die gewaltige Aufschüttung von Bändertonen, Sanden und Schottern zustande. Da der mächtige Ötztaler Gletscher das heutige Inntal zwischen Imst und Mötz sperrte, wurde besonders die Talfurche Telfs—Nassereith—Imst mit riesigen Schuttmassen erfüllt, welche aus dem Imster Becken sich auch zum Riegel von Karres herüberbreiteten. Später dürfte das Gebiet des genannten Felsriegels wohl sicher durch den Pitztalgletscher bedeckt worden sein. Die Schotter von Arzl und Wald deuten darauf, daß wenigstens zu Beginn der Aufschüttung der Riegel von Karres noch eisfrei war. Beim Vorrücken der Vergletscherung dürfte der Gletscher des Pitztales sich am Felshang des Tschirgants gestaut und geteilt haben. Ein Teil wendete sich talab und vereinigte sich mit dem Ötztaler Eise, ein anderer kehrte sich gegen das Gurgltal. Auf diese Weise bedeckte der Pitztalgletscher den Riegel von Karres, bis der Gletscher, welcher im Inntal herabrückte, jenen Überdruck gewann, der genügte, um den Pitztalgletscher völlig inntalabwärts zu lenken. Der Inntalgletscher, welcher sich ins Gurgltal hineinschob, höhle in der Gegend von Imst ein tiefes Becken aus, welches sich gegen Nassereith ausdehnte. Die Erosionskraft des Pitztalgletschers wurde auf dem Riegel von Karres durch die Stauung am entgegenstehenden Tschirganthalhang nahezu aufgehoben und gewann erst wieder gegen Osten eine Zunahme. So schützte dieser Gletscher seine Unterlage im Gebiete seiner Anstauung (den Riegel von Karres), während der Inntalgletscher das Becken von Imst eintiefe. Daß dieser letztere Gletscher endlich aus seinem Becken gegen den Riegel von Karres anstieg und den Pitztalgletscher dabei unterschob und zur Seite drückte, geht wohl aus den ansteigenden Felsfurchen, der Form der Felshügel und der Zusammensetzung der hinterlassenen Grundmoränen hervor. Jedenfalls aber verdankt der Riegel von Karres seine Erhaltung vor allem dem Eisstrom, der von Süden herkam und einerseits seine eigene Kraft am Tschirganthalbruch brach, während er andererseits auch die Einwirkung des Inntalgletschers an dieser Stelle bedeutend verringerte. Nach dem Rückzuge der Bühlgletscher lag der Riegel von Karres ungefähr in seiner jetzigen Form da. Oberhalb war das Becken von Imst um mindestens 100 m eingetieft und unterhalb senkte sich ebenso ein Felsbecken ein, das, wie die Grundmoränenaufschlüsse von Roppen zeigen, unter das jetzige Innenniveau hinabtauchte. Zugleich hatte der Inntalgletscher beim Anstieg aus dem Imster Becken in den Riegel von Karres Furchen eingeschliffen, deren tiefste der Inn, nachdem er in jenem Becken einen genügenden Stausee geschaffen, zum Überfall ins tiefere Becken von Roppen benützte. Das Vorhandensein solcher tieferer Furchen folgt aus der Beobachtung, daß die weitverbreitete Grundmoränendecke nicht abgeschwemmt wurde. Die großartige, bis 1400 m aufsteigende Grundmoränendecke nördlich von Karres zeigt in ausgezeichneter Weise die gewaltigen hier stattgefundenen Aufstauungen an, welche sich sowohl hier als auch westlich von Karres am Kopfschwindl (982 m) in der Ausprägung steil bergen steigender Furchen äußerte.

Das Becken von Imst setzt sich ins Gurgltal fort. Bei Nassereith sehen wir mit hohem, steilem Abfall die Mieminger Terrasse anheben. Von ihrem Westrande ist ein großes Stück das Werk von Wassererosion, wie der Schuttkegel von Dormiz beweist. Anderseits ziehen aber im nördlichen Teile ihres Abfalles Grundmoränen gegen Nassereith (bis 880 m) herab. Wichtig für das Verständnis der Talbildung ist auch die Beobachtung, daß im Fernpaßtal beim Gipsbruch stark bearbeitete Grundmoränen unmittelbar über dem Talboden bei 910 m erhalten sind. Berücksichtigt man dann das junge Alter des großen Bergsturzes, welcher erst den Fernpaß auftürmte (siehe Verhandlungen der k. k. geol. R.-A. Wien 1904, Heft 3), so liegt es nahe anzunehmen, daß der Strom des Inntalgletschers sich bei Nassereith einerseits eine tiefe Furche im Tal des Fernpasses gegen Norden grub, während er anderseits auf der Höhe von Holzleiten die unterliegenden Schotter nur sehr unbedeutend angriff. Das Tal des Fernpasses, welches vor dem Bergsturze höchstwahrscheinlich gegen Süden geneigt war, dürfte ja ebenfalls in beträchtlicher Weise von Schottern und Sanden aufgeschüttet worden sein, in welche dann der nordwärts fließende Zweig des Inntalgletschers die Fortsetzung des Imster Beckens einhöhlte. Ob nach dem Rückzuge des Bühlvorstoßes das Tal nach Süden entwässert wurde, ist nicht sicher, doch liegt außer dem großen Bergsturze kein Grund zur Umkehr seines Gefälles vor.

Eigentümlich bleibt aber die Erscheinung, daß bei Nassereith der Gletscher lieber das geschlungene, enge Fernpaßtal als die breite Fortsetzung des Gurgltales, die Schuttermasse von Holzleiten enttiefte. Nur an wenigen Stellen ist die Oberfläche der Schuttermasse bis zu solcher Höhe erhalten wie bei Holzleiten (über 1000 m). Nach den übrigen Höhenständen der geschichteten Ablagerungen und ihrer Grundmoränendecke zu schließen, müssen wir annehmen, daß die Schotter von Holzleiten beinahe gar nicht von dem darüber strömenden Eise angegriffen wurden. In grettem Gegensatz dazu finden wir im Imster Becken am Imster Bahnhof und bei Brennbichl die Grundmoränendecke in 720 m Höhe, von wo sie sich längs dem Gurgltale nur allmählich hebt und östlich von Nassereith bei 880 m, am Gipsbruch vor Fernstein bei 910 m ansteht. Der Anstieg der Grundmoränendecke aus dem Imster Becken auf die Hochfläche der Mieminger Terrasse beträgt über 300 m, wobei mindestens 120 m auf den kurzen letzten Aufschwung östlich von Nassereith fallen.

Zur Erklärung dieser eigentümlichen Verhältnisse kann man vielleicht anführen, daß die Mieminger Terrasse, als sie der Inntalgletscher längs des Gurgltales erreichte, bereits von den Lokalgletschern ihres Hochgebirgskammes besetzt war, welche längere Zeit der Einwirkung des Inntalgletschers Widerstand zu leisten vermochten. Das Fernpaßtal aber war wenigstens in seinem Beginne vom Einfluß der Lokalgletscher weniger betroffen. Diese Umstände werden schon durch die Verteilung der Schuttblagerungen aus der Zeit des Gschnitzstadiums erläutert. Während die Mieminger Terrasse mehrfach von Schuttwällen und Schuttfeldern dieses Stadiums überdeckt ist, bleiben dieselben längs der Fernpaßfurchen in den Seitenwäldern zurück.

Die südliche Inntalterrasse zwischen Telfs—Volders.

Die größte Ausdehnung in Länge und Breite gewinnt die Inntalterrasse südlich des Inns. Sie setzt hier mit Felshügeln und Furchen östlich von Telfs bei Pfaffenhofen ein und zieht ununterbrochen bis in die Gegend von Wattens, wo sie ebenfalls mit Felsstufen endigt. Durch die tiefen Schluchten der Melach und der Sill wird ihr Bereich in drei Stücke zerlegt, von denen wieder jedes noch durch unbedeutendere Bacheinrisse weiter zergliedert wird.

Am Aufbau dieser lang hinstreichenden Terrasse ist vor allem das Grundgebirge beteiligt und nur im westlichsten Abschnitte oberhalb der Mündung des Sellraintales herrschen die geschichteten Ablagerungen vor. Geschichtete Ablagerungen und Grundgebirge sind jedoch in einer Weise aneinandergefügt, daß die Terrasse in ihrer Gesamtheit aus einiger Entfernung den Eindruck von Gleichmäßigkeit und Einheitlichkeit erweckt. An keinem anderen Teile der Inntalterrasse tritt die Eigenart ihres Felskernes so unverhüllt zutage und ohne die Verkleidung und Ausfüllung mit geschichteten Ablagerungen, Grundmoränen und Gehängeschutt würde niemand diese unregelmäßigen Felsschwellen für Werke von Wassererosion, für Reste alter Talböden gehalten haben. Wenn wir diese Terrasse von ihrer Schuttdeckung befreit vor uns liegen hätten, würden ihre Formen, ihr auf- und absteigendes Gefälle ohne weiteres die Gedanken an Wassererosion als völlig unzutreffend erscheinen lassen.

Der westlichste Abschnitt der Terrasse zwischen Pfaffenhofen und Sellraintal zeigt einen verhältnismäßig recht einfachen Aufbau, welcher besonders an den Einschnitten des Flaurlinger und Inzinger Tales sowie am „Reissenden Ranggen“ südlich von Zirl erschlossen ist. Am Flaurlinger und Inzinger Graben haben wir mächtige, ziemlich grobe, meist horizontal geschichtete Schotter vor uns, in denen sehr reichlich Gesteine des betreffenden Bachgebietes sich finden. Diese Ablagerungen werden von sehr undeutlich entwickelten Grundmoränen überlagert. Da in ihnen Kalke, Serpentine, Dolomite und andere leicht schleifbare Gesteine äußerst selten sind, wird die Unterscheidung der Grundmoränen eine ziemlich unsichere.

Erst unterhalb des Sellraintales finden sich in den Grundmoränen wieder häufiger deutliche, geschliffene und gekritzte Geschiebe, da von den Triasgesteinen der Kalkkögel und weiter abwärts von denen der übrigen Sillbuchtgebirge, dann von den Serpentinen und Brennerschiefern leicht bearbeitbares Material gespendet wurde. Der mächtige Aufschluß am „Reißenden Ranggen“ wurde von Blaas im Jahrbuche der k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1890, 1. Heft, S. 33 und neuerdings von Penck in dem Werke „Die Alpen im Eiszeitalter“, S. 330 eingehender beschrieben. Wir haben bis 790 m schräg nordwestlich fallende Deltaschotter und Sande, darüber horizontal geschichtete grobe Schotter, auf der Höhe bei 836 m Spuren einer Grundmoränendecke. Infolge der undeutlichen Ausbildung der Grundmoränen ist es für dieses Terrassenstück sehr schwer, genau ihre Verteilung anzugeben. Der Beginn der Terrasse besteht, wie schon erwähnt, aus ziemlich wenig ausgeprägten Felsstufen, an die sich schon westlich des Flaur-

länger Tales eine Stufe aus groben Schottern lehnt. Östlich von diesem Tale verbreitert sich die Schotterterrasse rasch und bildet an der Oberfläche zwei Stufen, welche nach kurzem Hinstreichen am Pollinger Berge von einer Anzahl aus dem steilen Berggehänge herabschießender Gräben zerschnitten werden. Am Abhange gegen das Dorf Flaurling lassen sich Grundmoränenreste ziemlich tief gegen das Inntal hinab verfolgen und sind auch auf der Höhe des Flaurlinger Berges weit verbreitet.

Südlich von Inzing gewinnt die Terrasse neuerlich bedeutend an Breite und zugleich stellt sich ein ausgesprochenes Trockental ein, welches frei über dem Inzinger Graben beginnt und sich gegen das Schindeltal nach Osten absenkt. Der Giggl- und Kienberg trennen dieses Trockental vom Inntale. Der Aufbau dieser Anhöhen ist durch große Ziegeleien teilweise eröffnet und wir sehen von der Innebene an Bändertone emporwachsen, die in Mehlsande und gröbere Schotter übergehen. Östlich und westlich werden die Bändertone durch Sande und Schotter ersetzt, welche besonders in der Nähe der Seitentäler vorherrschend werden.

Das Schindeltal durchschneidet die ganze lose aufgeschüttete Terrasse bis zum Abfall des Gebirges und zeigt deren bedeutende Mächtigkeit.

Hoch über der Terrasse von Inzing treffen wir am Nordabhang des Rangger Köpfls (1160 m) auf die gegen Osten abfallende Felsfurche des ersten Ebener Bergls.

Zwischen Schindeltal und Melach wird die sehr breit gewordene Terrasse durch das lange und tiefe Rettenbachtal in einen südlichen und nördlichen Streifen zerlegt. Der Rettenbach hat höchstwahrscheinlich nicht selbst dieses paralell mit dem Gebirgshange hinziehende Tal geschaffen, sondern nur das einmal vorhandene benutzt und weiter ausgebildet. Das Tal beginnt in der Nähe der Ortschaft Ranggen mit flachen, weiten Mulden, welche gegen den Graben des Schindeltales offen abbrechen und den wenigen Aufschlüssen nach von Grundmoränen bedeckt sind. Eine ziemlich ausgedehnte Decke von Grundmoränen überzieht die Terrassenstufe südlich des Rettenbaches, auf welcher Ober-Perfuß liegt. Auch hier weist die Oberfläche mehrere gegen Osten abfallende Trockentäler auf, welche am Steilabfalle gegen den tief eingesenkten Schuttkegel der Melach abgerissen enden. Südlich von Ober-Perfuß setzt sich die Terrasse ansteigend bis in die Öffnung des zwischen Roßkopf und Rangger Köpfl eingetieften Krimpenbachtales fort.

Das Sellraintal begrenzt die Terrasse von Ober-Perfuß und die Abhänge derselben scheinen hier, soweit erkennbar, Erosionsränder zu sein. Jenseits dieses Tales gewinnt die Terrasse, obwohl ihr Nordrand bedeutend zurückweicht, sehr an Breite. Während nämlich im Westen des Sellraintales der mächtige Bergwall des Rangger Köpfls (1933 m) die Terrasse südlich begrenzt, drängt sich die letztere östlich von diesem Tale so weit nach Süden, daß sie die Fortsetzung dieses Bergrückens zu bilden scheint. Wenn man von Osten her über die Terrasse wandert, glaubt man nach dem Gesichtseindrucke, daß das Rangger Köpfl der Terrasse aufgesetzt sei, da es sich mit sehr

allmählichem Anstiege darüber erhebt. Die plötzliche Verbreiterung der Inntalterrassen ist aufs engste mit der Mündung des Sellraintales verbunden und wir werden die gleichen Erscheinungen nur in noch viel größerem Maßstabe an der Sillmündung wiederfinden. In beiden Fällen treffen wir an der Westseite der Talmündung stark vortretende, abgerundete Berg Rücken, an der Ostseite eine breit entfaltete Terrasse, die sich auffällig in das Seitental hineinzieht. Wollte man diese eigentümlichen Ecken der Terrassen auf Wassererosion zurückführen, so müßte man annehmen, daß sowohl die Melach als auch die Sill bei ihrem Eintritte ins Inntal plötzlich eine diesem Tale fast parallele Richtung eingeschlagen hätten. Für ein so merkwürdiges Verhalten ist kein Grund ersichtlich und wir werden außerdem sehen, daß sich noch andere Beobachtungen, welche dagegen sprechen, aufführen lassen.

Die Mündung des Sellraintales ist eine enge, gewundene Felsklamm, welche sich erst in der Gegend der Ortes Sellrain erweitert. Ungefähr zugleich mit der Talerweiterung macht sich am östlichen Talgehänge der Beginn der Terrasse, und zwar zuerst als eine gegen das Inntal hin ansteigende Leiste erkennbar. Die Weitung von Sellrain und die zur Terrasse von Grinzens hinaufführende Gehängeleiste weisen Schuttbedeckung von der Art der Grundmoränen auf. Deutlicher wird die Grundmoränendecke auf der breiten Terrasse von Grinzens, Axams, Birgitz und Götzens, wenn sich auch noch vielfach darüber jüngerer Schutt ausbreitet.

Die Grundlage dieser weitflächigen Terrasse bildet Fels und nur am nördlichen Rande ist eine Zone angelagert, wo sich vom Niveau des Inns bis über 820 m empor nur lose Schuttablagerungen finden. Diese Zone beginnt südlich von Kematen als schmale Anlagerung, wird dann im Gebiete des Axamer und Geroldsbaches ziemlich breit und verliert sich an den Abhängen des Klosterberges westlich von Wilten. Ihr Aufbau ist der gewöhnliche mit Bändertonlagern in der Tiefe, die an den Mündungen von Seitentälern von Mehlsand oder Schottern ersetzt werden, welche überall die höheren Lagen beherrschen. Je nach der wechselnden Höhe der Felsunterlage greifen die geschichteten Ablagerungen mehr oder weniger weit nach Süden. Die Felsunterlage wird durch die Schlucht der Melach und den Graben des Sendersbaches im Westen ausreichend erschlossen. Letzterer zeigt deutlich, daß die Oberfläche der Felsterrasse gegen das Inntal zu mit einer Erhebung abschließt, welche jetzt von diesem Bach mit Wasserfällen durchsägt wird. Diese durch den Sendersbach erschlossene Felswanne senkt sich gegen Osten, wie die Aufschlüsse am Axamer Bach beweisen, der das Grundgebirge bereits in tieferer Lage entblößt. Während wir aus diesen Aufschlüssen eine breite, aus dem Sellraintale unter sehr spitzem Winkel gegen Völs sich senkende alte Felswanne erkennen, begegnen wir östlich des Geroldsbaches beträchtlich höheren Felsrücken.

Unterhalb von Axams, bei Birgitz treffen wir Grundgebirge; Götzens liegt teilweise auf demselben, das einen Höhenrücken bildet, welcher den Geroldsbach überschreitet und dann ununterbrochen in flach gerundeten Kuppen mit Felswannen und Furchen bis zum Durchbruch der Sill hinstreicht. Westlich von Götzens ist sein Verlauf

durch den Schuttkegel des Geroldsbaches größtenteils verhüllt, östlich davon kann man ihn fortlaufend beobachten. Er wird von dem südlichen Gebirge durch ein breites, gegen Osten abfallendes Trockental getrennt, in dem das Dorf Natters erbaut ist. Der Rücken selbst zeigt auf weite Strecken nackten, gerundeten, gefurchten Fels und hebt sich in flachen Wellen auf und ab. Wie die Aufschlüsse im unteren Teile des Geroldsbaches beweisen, streicht die Felswanne, welche jetzt das Trockental von Omes trägt, parallel, aber in viel tieferer Lage mit diesem Felsrücken gegen das Inntal. Nach diesen Angaben können wir, falls wir von einer noch eingehenderen Gliederung Abstand nehmen, die Felsterrasse zwischen Sellrain- und Silltal als eine breite, flache Mulde, als einen hohen, flachkuppeligen Rücken und eine höhere, schmälere Mulde auffassen. Von diesen streichen die beiden ersten Elemente schräg gegen Nordosten, während die Mulde von Natters den Raum bis zum Gebirgschange einnimmt und mit der Terrasse am Westufer verschmilzt. Der Felsrücken, welcher die beiden Wannen trennt, ist bei Götzens noch schmal, verbreitert sich dann aber im Bereich des Klosterberges. Seine Forsetzung bildet jenseits der Sill der Kamm der Langer Köpfe. Dabei geht dieser Felsrücken aus seiner nordöstlichen Richtung in eine fast westöstliche über und streicht so quer über die Mündung der Sill hinweg, die ihn zwar mit tiefer Schlucht entzweigesagt, aber nicht in seiner Fortsetzung gehemmt hat.

Die Oberfläche der Terrasse zwischen Sellrain- und Silltal bringt diese bedeutenden Unebenheiten des Felskernes nicht zum Ausdrucke, da dieselben durch die geschichteten Ablagerungen, durch eine Grundmoränendecke und jüngeren Schutt (wahrscheinlich von Lokalgletschern) verhüllt werden. Die nach der Aufschüttung der geschichteten Ablagerungen angelegten Oberflächenformen laufen ziemlich gleichmäßig über Schutt und Fels.

Das in die geschichteten Ablagerungen neu eingeprägte Relief deckt sich im großen und ganzen mit dem der Felsunterlage. Der breiten, aus dem Sellraintale gegen das Inntal geneigten Felswanne entsprechen in der Neigung und Richtung kleine Trockentäler bei Grinzens und etwas nördlicher die große Talwanne von Omes, welche frei über dem Graben des Sendersbaches beginnt und sich nach Völs hinabsenkt. Der größere Teil dieses Talzuges wird jetzt vom Axamerbache benutzt, der nach Durchschneidung der höheren Mulden unterhalb von Axams seitlich einmündet und die untere Hälfte des Tales durchfließt. Daß der Talzug von Omes in seiner ersten Anlage nicht ein Werk der Wassererosion sein kann, hat bereits Blaas (1885) in seiner Arbeit über die Glazialformation im Inntal (Zeitschrift des Ferdinandseums für Tirol und Vorarlberg, III. Folge, 29. Heft, Innsbruck 1885) eingehend erörtert (S. 89—97). In jener Arbeit wird überhaupt den Erscheinungen der glazialen Erosion in hervorragender Weise die Aufmerksamkeit zugewendet und die Darstellung der südlichen Inntalterrassse zwischen Sellraintal und Volders ist in dieser Hinsicht so vortrefflich, daß man sie heute noch als mustergültig anerkennen muß. Ich kann dieses Umstandes um so dankbarer gedenken, als mir dadurch vielfach die Mühe einer neuerlichen Beschreibung erspart

blieb. Einzelne Stücke des Trockentales von Omes sind auch durch Reste von Grundmoränen als glaziale Bildungen festgelegt. So treffen wir nordwestlich von Omes Grundmoränen und bei der Ruine Vellenberg steigen dieselben von der Höhe der Terrasse beträchtlich an dem Abhange gegen unser Tal hinab.

Der alte Felsrücken, welcher unterhalb von Axams sich zeigt und über Birgitz, Götzens zum Klosterberge und zu den Langer Köpfen sich fortsetzt, weist eine sehr geringe Schuttbedeckung auf. Deutliche Grundmoränen sind davon unterhalb von Axams, an der Brennerstraße westlich vom Berge Isel und östlich von den Langer Köpfen erhalten, undeutliche Reste dagegen finden sich in ziemlich weiter Verbreitung.

Der Felswanne zwischen diesem Höhenzug und dem Gebirge entspricht das Trockental, welches von Edenhaus nach Natters zieht. Bei Natters finden wir in demselben umfangreiche Einlagen von Grundmoränen. Oberhalb von diesem Trockentale streicht südlich noch eine breite Mulde herüber, welche mehrere Tälchen gegen das erstere Tal herabsendet. In der Gegend von Natters weiten sich diese Trockentäler zu einem großen Kessel aus, in dem, wie schon erwähnt, deutlich entwickelte Grundmoränen eingelagert sind. Die Mulde von Natters bricht gegen Osten an den Steilabhängen des Silltales ab. Als charakteristisch für diese Mulde muß noch hervorgehoben werden, daß der größte Teil derselben eine Einbuchtung in den nördlich vorbeistreichenden Felszug des Klosterberges darstellt und man gewissermaßen hier eine ältere von Süd gegen Nord sich hebende Felswanne vor sich hat, welche von der jüngeren ostwestlichen Einfurzung überkreuzt wird.

Daß die Grundmoränen vom Klosterberg gegen die ersten Serpentinen der Brennerstraße bei Wilten über geschichtete Schotter, Sande und über Grundgebirge bis nahezu 600 m herabsteigen, ist von Blaas und Penck bereits mehrfach betont worden.

Es erübrigt nun noch kurz die Aufmerksamkeit auf die Spuren von Ablagerungen jüngerer Lokalgletscher zu werfen. Hier stehen mir leider ziemlich wenig Beobachtungen zu Gebote, von denen sich die meisten auf die höheren Gebiete der südlichen Quertäler beziehen. Im Bereiche der Terrasse zwischen Telfs und Sellraintal begegnen wir sowohl im Flaurlinger- als auch im Hundstal deutlichen Resten von jüngerem glazialen Ablagerungen. Dasselbe gilt auch für die Seitentäler der Terrasse östlich des Sellraintales, für das Senders-, Axamer- und Geroldstal. Als bezeichnend mag gleich der Umstand hervorgehoben werden, daß meistens die Alpen auf solchen von den Talgletschern angehäuften Schuttmassen liegen. Dies gilt in unserem Gebiete für die Flaurlinger (1695 m), Inzinger (1640 m), Kematner (1646 m), Lizumer (1663 m) und Götzner Alpe (1590 m). Diese in annähernd gleich großen Tälern, gleich hoch gelegenen Schuttstufen sind meistens sehr beträchtliche Anhäufungen von Gesteinstrümtern des Talhintergrundes.

Diese Schuttmassen bilden in den engen Bergtälern Einlagen, welche vorn in steilen Anbrüchen abfallen und rückwärts häufig einen fast ebenen breiteren Boden aufstauen, dessen Lage für die Ansiedlung von Alpen besonders günstig ist. Der Bach strebt von unten

herauf diesen Schuttpropfen entzweizuschneiden, während er ihn oft gleichzeitig von oben her mit Schutt überschüttet. Ein ausgezeichnetes Beispiel einer solchen Schuttstufe haben wir im Stallental, jedoch in wesentlich tieferer Lage kennen gelernt.

Oberhalb dieser scharf ausgeprägten Zone von glazialen Ablagerungen, welche sich meistens leicht von Bergsturzmassen oder Muren durch ihre Form und Gesteinsführung unterscheiden lassen, finden sich noch höher gelegene Gruppen von kleineren, gut erhaltenen Moränenringen. Es ist hier nicht der Ort, weiter auf die Verteilung der einzelnen Rückzugsstadien in dem angrenzenden Gebirge einzugehen, da sie mit dem Ziele unserer gegenwärtigen Untersuchung nur lose zusammenhängt.

Während nun aber diese höheren Zonen von glazialen Ablagerungen sehr deutlich entwickelt vorliegen, finden wir auf der Inntalterrasse selbst keine sicheren jüngeren Glazialschuttmassen, wie wir solchen zum Beispiel auf der Mieminger Terrasse begegnet sind. Ausgedehnten Schuttfeldern über der Grundmoränendecke begegnen wir allerdings besonders im Bereich des Senders-, Axams- und Geroldsbaches, doch muß es erst genaueren Untersuchungen überlassen bleiben, ob wir darin wirklich Ablagerungen von tief herabreichenden Lokalgletschern vor uns haben oder nur mächtige Schuttkegel, welche Bäche aus der Abtragung von höher gelegenen Schuttstufen bereiteten. Solche Schuttkegel sind tatsächlich noch heute in der Fortbildung begriffen, wie man am Geroldsbach beobachten kann, der die hochgelegenen Schuttmassen unterhalb der Götzneralpe unaufhörlich zu Tal reißt und über die Terrasse breitet. Die große Schuttstufe am Eingang ins Senderatal oberhalb von Grinzens und einzelne wallförmige Höhenzüge lassen jedenfalls den Gedanken an jüngere Glazialablagerungen auf der Terrasse als berechtigt erscheinen. Durch die bedeutenden Wassermassen und den Schuttreichtum dieser Täler dürften eben wahrscheinlich die Spuren solcher Ablagerungen hier viel mehr verändert worden sein als auf der Mieminger Terrasse.

Die großen Trockentäler von Omes und Natters können ihrem Verlaufe und ihrer Grundmoränen wegen nicht als Werke solcher Lokalgletscher bezeichnet werden, dagegen ist die Bildung der ihnen von Süden angeschlossenen kleinen Talmulden sehr wahrscheinlich darauf zurückzuführen. Daß dadurch nicht bloß der südliche Teil der Terrassenfläche eingreifend ummodelliert wurde, sondern auch noch die großen ostwestlichen Talzüge verändert wurden, braucht wohl nicht eigens hervorgehoben zu werden. Sie dienten gleichsam als Sammeltröge für die zahlreichen von Süden herströmenden Rinnale. Aus der ganzen Art der Verteilung der Trockentäler und Tälchen kann man also mit Wahrscheinlichkeit auf das Vorhandensein von Lokalgletschern auf der südlichen Inntalterrasse schließen. Im Gebiet der Terrasse zwischen Melach und Sill reichten diese Gletscher nicht über die Talfurchen von Omes und Natters hinaus, welche ihre Gewässer sammelten und gegen Osten zu ableiteten.

Das Silltal scheidet die Terrassen zu beiden Seiten seiner Mündung in bedeutungsvoller Weise.

Die Talfurche, welche die Sill nach der Vereinigung mit der Ruez (Stubaital) durchströmt, ist größtenteils eine junge Felsschlucht, an deren Seiten mehrfach Stücke ihres alten Bettes verschüttet durch geschichtete Ablagerungen erhalten sind. Diese Abweichungen des jungen und älteren Laufes sind indessen keine sehr bedeutenden und wir können feststellen, daß die Sill bereits vor der Ablagerung der geschichteten Schotter und Sande im großen und ganzen in derselben Richtung und in derselben Einschnittstiefe dem Inntale zueilte. Den wichtigsten Aufschluß in dieser Richtung finden wir in der Nähe der Stephansbrücke, wo die geschichteten Schotter und Sande bis zum heutigen Bett der Ruez (ungefähr 660 m) herabreichen, wobei sich zwischen ihnen und dem Grundgebirge Spuren von Grundmoränen einstellen. Dadurch ist der Lauf der Sill, tektonische Veränderungen des Grundgebirges ausgenommen, festgelegt, weil sich entlang der Ostflanke der Sillschlucht von Patsch bis zu den Lancer Köpfen das Grundgebirge nirgends beträchtlich unter 800 m herabsenkt. Ein Ausweichen auf die Terrasse gegen Westen ist ebenfalls durch die viel höheren Grundgebirgsrücken des Klosterberges verhindert. Die Sillschlucht war bereits in die alte Felsterrasse in ähnlicher Lage wie heute als tiefe nordsüdliche Furche eingesenkt und die Schaffung der Terrasse kann in keiner Weise durch ihre Wasserwirkungen erklärt werden. Man darf die Felsmulde, welche sich im Osten der Sill von den Höhen der Dörfer Vill und Igls gegen Amras absenkt, nicht als eine alte Fortsetzung des Stubai- und Silltales ansehen, soweit es sich nämlich dabei um den Lauf ihrer Bäche handelt. Diese breite Felsmulde beginnt im Osten durchschnittlich mehr als 100 m oberhalb des alten Sillbettes, strebt dann teilweise ansteigend bis über den Lancersee hinaus und fällt von dort ziemlich steil zum Inntal hinab. Dabei lagern nach den Beobachtungen von Blaas von Amras bis Egerdach am Fuß der schrägen Felsfläche ältere Grundmoränen, welche bei letzterem Orte am Frohnleitenbichl durch konzentrierte, geschichtete Schotter überdeckt werden.

Eine Grundmoränendecke der letzten Vergletscherung überzieht diese schräge Felsfläche und ist an vielen Stellen besonders bei Amras, Aldrans und Lans erschlossen. In wirklich großen Massen und typischer Entwicklung sind Grundmoränen mit vielen gekritzten Geschieben durch den Bahneinschnitt zwischen Lancersee und Station Aldrans bloßgelegt worden. Geschiebe aus den Triasgesteinen des Sillgebirges und Serpentine von Matrei sind häufig darin zu finden.

Nach diesen Ausführungen kann die Sill auch nicht nach der großen Inntalaufschüttung und der darangeschlossenen letzten Großvergletscherung über die Terrasse gegen Osten geflossen sein. Einmal spricht die weitverbreitete Grundmoräne dagegen, dann das Fehlen der scharfen Einschnitte einer großen Wasserschlucht. Außerdem liegt in der Gefällsverteilung ein entscheidender Gegengrund. Es müßte die Sill bis in die Gegend des Lancersees mit sehr geringem, von hier gegen Amras mit sehr bedeutendem Gefälle geströmt sein. Nun treffen wir gerade auf letzterer Strecke eine breite Felsabschrägung, welche bei so großer Neigung niemals von fließendem Wasser geschaffen worden sein könnte. Es muß also die Sill nach dem Rück-

zuge der letzten Vergletscherung eine nordsüdliche Einfurchung gefunden haben, welche bereits tiefer lag als der Ostrand der großen Abschrägung Vill—Igs—Lans—Amras, denn sonst wäre sie sicherlich auf dieser breiten Bahn ungehindert ins Inntal geströmt und hätte in sie eine Schlucht eingeschnitten. Zu bedenken ist dabei, daß ja längs dieser Abschrägung die geschichteten Ablagerungen bereits entfernt waren, da die Grundmoränendecke direkt dem Grundgebirge aufliegt.

Die Mulde von Natters, als deren Fortsetzung östlich der Sill jene von Vill und Igs erscheint, liegt beträchtlich tiefer, doch weist letztere anfangs ein Gefälle gegen die Sillschlucht auf. Nördlich von diesen beiden Muldenstücken bilden die Höhen des Klosterberges und der Langer Köpfe einen stark aufragenden Wall, der quer über die Sillschlucht und parallel zum Inntal hinstreicht. An ihm tritt die Unabhängigkeit der Entstehung der alten Felsterrasse von den Wasserwirkungen besonders deutlich hervor.

Er legt sich nicht nur quer vor die Mündung des Silltales, sondern wird von diesem zwischen seinen zwei höchsten Erhebungen durchschnitten. Die Durchschneidung ist eine doppelte, indem sich östlich vom Berg Isel die junge Schlucht und westlich die ältere, zugeschüttete befindet.

Gehen wir von diesem Wall der Sill entlang gegen Süden, so treffen wir zu beiden Seiten auf südwärts geneigtes Grundgebirge. Das gilt ganz besonders für die westliche Talseite, wo die eingelagerten Schotter und Sandsteine eine bedeutende Höhlung des Grundgebirges verhüllen. Der Felsgrund des vordersten Silltales hebt sich in breiter Mulde gegen diesen Querwall und der Fluß hat sich darin eine tiefe Furche eingeschnitten.

Der Querwall selbst wird im Westen von jener breiten Felsmulde, welche sich aus dem Sellraintal gegen Völs absenkt, im Osten von der großen Felsmulde, die nach Amras abfällt, begrenzt. Wie erstere sich ins Sellraintal hineinzieht und westlich von diesem Tale keine Fortsetzung mehr findet, sondern durch den breiten Rücken des Rangger Köpfels ersetzt wird, so zieht sich auch die Mulde von Vill und Igs weit ins Silltal hinein, während auf der Westseite dieses Tales über einem schmalen, aufgeschütteten Terrassensaum die mächtigen Bergrücken der Saile ihre Stelle einnehmen. Diese einseitige Verbreiterung der Inntalterrassen an der Ostseite von südlich zuströmenden Seitentälern ist um so auffallender, als wir wenigstens im Sillgebiete zeigen konnten, daß man dieselbe nicht so ohne weiteres als eine Wasserwirkung ansehen darf. Daß übrigens auch die Felsmulde an der Ostseite des Sellraintales vor der Ablagerung der geschichteten Schotter nicht von der Melach überströmt wurde, scheint nach den Beobachtungen von Blaas aus den Resten von Grundmoränen zwischen Grundgebirge und aufgelagerten Schottern im unteren Teile des Tales von Omes zu folgen (Glazialformation. Zeitschr. des Ferdinandeums. Innsbruck 1885, 29. H., S. 95). Nach dem Rückzuge der letzten Vergletscherung hat die Melach diese Mulde ebensowenig als Abflußrinne benutzt, wie die Sill jene von Amras.

Charakteristisch für den Wall der Langer Köpfe ist neben den Furchen und Wannen der weithin entblößten Grundlage auch noch

die reiche Bedeckung mit einzelnen Grundmoränenresten, welche im Norden und Osten fast bis zur Inntalebene hinabreichen.

Das ganze Gelände der Felsterrasse östlich der Sill hat in der früher angeführten Arbeit von Blaas bereits mit Rücksicht auf die glaziale Bildung der Oberflächenformen eine eingehende und zu treffende Schilderung erfahren (S. 70 – 89), auf welche ich mich hier vielfach berufen muß.

Wie auf der Westseite der Sill sich von der Mulde von Natters eine in einzelnen Fetzen aufgelöste Grundmoränendecke über Mutters, Raitis, Kreit ins Stubaital hineinzieht und dabei im Bereiche der Seitentäler vielfach mit jüngerem Schutt überladen erscheint, so strebt auch an der Ostseite dieses Flusses eine Grundmoränendecke gegen Süden, die dabei öfters bis zur Brennerbahn am Felsgehänge herabgeht. In der Gegend südlich und östlich von Igls treffen wir darüber ausgebretete jüngere Schuttmassen, die von zahlreichen Trockenrinnensalen durchfurcht werden. Diese Schuttmassen setzen sich ostwärts bis in die Gegend zwischen Rinn und Tulfes fort und es ist ziemlich wahrscheinlich, daß wir in ihnen Ablagerungen von Lokalgletschern vor uns haben, welche ihren Ausgang von den Furchen und Karen des Bergkammes nahmen, der sich vom Patscher Kofl (2214 m) zum Glungezer (2676 m) emporhebt. Bemerkenswert ist der Umstand, daß diese unruhige, von viel verästelten Trockentälchen zergliederte Ablagerung sich nordwärts nicht über die großen Talzüge hinaus erstreckt, welche unsere Terrasse in nordöstlicher Richtung durchziehen. Am deutlichsten ist diese Schuttablagerung südlich und östlich von Igls erhalten, wo sie oberhalb der breitflächigen, mit Grundmoränen bekleideten großen Muldenzone eine höhere, lebhaft auf und abwogende Hügelterrasse bildet, welche im Gegensatz zu ihrem wiesenbedeckten Vorland ganz von Hochwald bestanden wird. In dieser Landschaft begegnen wir nicht selten einzelnen von Ringwällen umschlossenen Becken neben zahlreichen Trockentälchen. An der Außenseite dieser halbkreisförmig begrenzten Hügel- und Muldenlandschaft liegen die Dörfer Igls, Lans und Sistrans. Die alte Brennerstraße benutzt von Lans bis gegen Patsch eine Folge von tiefer darin eingesenkten Talzügen zur Durchfahrt.

Wir haben bisher die Gestaltung der Felsunterlage bis zu jener breiten Mulde verfolgt, die sich von der Höhe von Lans nach Amras hinabsenkt. Östlich davon tritt das Grundgebirge wieder in höherer Lage zutage und bildet einen Felsrücken, der sich zwischen Agenbach- und Zimmertal hinzieht. Auch die Höhen zwischen Zimmer- und Poltental bestehen im südlichen Abschnitt aus mehreren aufragenden Grundgebirgsrücken. Ebenso wird der Kamm zwischen dem Poltentale und der Mulde von Tulfes größtenteils vom Grundgebirge zusammengesetzt. Diese großen Felsrücken sind wieder durch Furchen und Einsatteleungen in eine Menge von kleineren Erhebungen zerlegt, welche den Haupterhebungen als längsgestreckte, auf der Westseite schön abgerundete Rundhöcker aufgesetzt erscheinen. Der Lauf der jetzigen Talfurchen stimmt nicht genau mit der Streichrichtung der benachbarten Felsfurchen überein, indem diese Täler streckenweise quer solche Furchen durchschneiden. Am reinsten erhalten ist die Fels-

wanne von Tulfes, welche zwischen einem hohen und langgestreckten Felswall (932 m) und dem südlichen Gebirgshange hinstreicht. Sie neigt sich gegen Nordosten anfangs flach, dann mit starker Neigung, wobei sie sich in mehrere Furchen zerspalten.

Soweit sich aus den vorhandenen Aufschlüssen das Relief der alten Felsterrasse beurteilen läßt, haben wir östlich von der Lans-Amraser Mulde ein Gebiet von Höhenzügen vor uns, welche einerseits durch eine Einsenkung vom südlichen Gebirgshang getrennt werden und anderseits nach ihrer Aufwölbung viel südlicher als die heutige Terrasse ins Inntal niedersteigen. Die neben- und hintereinander in ungefähr gleicher Richtung angelegten Schwärme von Rundhöckern und Furchen sprechen deutlich genug für ihre glaziale Entstehung.

Wie schon Blaas sehr richtig erkannt hat, ist nun das heutige Relief, welches sowohl das Grundgebirge als auch die später an- und aufgelagerten, geschichteten Ablagerungen und Grundmoränen beherrscht, ebenfalls wieder ein typisch glaziales. Hätten nach der Inntalaufschüttung grosse Wassermassen die Terrasse modellieren können, so würde ihre Arbeit vor allem in einem Wegschaffen der losen Aufschüttungen und einem Freilegen der Felsrücken bestanden haben. In Wirklichkeit sehen wir die Talzüge und Höhenrücken bald aus Fels in Schutt oder umgekehrt übergehen.

Aus den Grundmoränen, welche westlich vom Berge Isel, am Nordhang der Lanser Köpfe und in der Mulde Lans-Amras bis nahe an die heutige Innebene hinab noch erhalten sind, geht hervor, daß die Eintiefung des Inntales durch die Erosion des Eises damals die heutige nahezu erreichte. Wenn nun nach dem Rückzuge der letzten Vergletscherung einerseits das Inntal so tief ausgehöhlt war und anderseits die Furchen des Agenbach-, Zimmer- und Poltentales noch nicht bestanden hätten, so würden doch ihre vom südlichen Gebirge herabströmenden Bäche ungefähr auf dem kürzesten Wege quer über die Terrasse ins Inntal geeilt sein. Ihre gleichmäßige, nahezu rechtwinklige Ablenkung ist ohne das Vorhandensein von nordöstlich streichenden Furchen auf der Terrasse nicht verständlich. Außerdem setzen alle diese Talfurchen in ihrer Anlage noch beträchtlich über jene Stelle aufwärts sich fort, an welcher sich der Bach von der Seite in sie hineinstürzt, wodurch am allerdeutlichsten bewiesen wird, daß diese Furchen nicht von ihm geschaffen sein können. Dieselben müssen schon nach dem Rückzuge des Eises vorhanden gewesen sein.

Man könnte nun noch denken, daß diese Furchen von seitlichen Schmelzwässern des rückweichenden Inntalgletschers aus einer Zeit herrühren, wo durch das Eis das tieferes Inntal noch rückwärts erfüllt war. Penck hat diesen Gedanken zur Bestimmung des Oberflächengefälles der rückweichenden Gletscherzungre benutzt und einen Betrag von 30% dafür errechnet. Wenn nämlich das Eis die Terrassenhöhe früher verließ als den Talboden, so ergibt sich aus der Höhe der Terrasse und der Länge eines solchen Schmelzwassertälchens ein Maß für die Neigung des Gletscherrandes, da ja das Schmelzwasser erst in die eisfreie Inntalsohle einmünden konnte.

Die an vielen Stellen auf den Inntalterrassen vorhandenen Trocken-täler, welche meist unter sehr spitzem Winkel sich dem Tale anschließen, scheinen für diese Art der Entstehung zu zeugen.

Betrachten wir, um zu einer Entscheidung zu gelangen, noch einmal genauer die Anordnung der Talzüge auf der Terrasse zwischen Sill- und Voldertal.

Wenn wir die Mulde von Tulfes auch mitzählen, haben wir vier nordöstlich und ungefähr parallel zueinander streichende Talzüge, von denen je zwei benachbarte nirgends mehr als 2 km voneinander abstehen.

Will man diese Talrinnen als Schmelzwasserläufe des Gletscher-randes erklären, so muß man einerseits annehmen, daß der Eisrand zur Schaffung jedes einzelnen Tales lange ruhig stand, anderseits sich aber von einem Tale zum nächsten so rasch zurückzog, daß der zwischenliegende Landstreifen von den Abwassern nur sehr wenig angegriffen werden konnte. Nimmt man einen mehr allmäßlichen Rückzug des Eisrandes an, so ist nicht einzusehen, warum die Schmelzwasser ihre tiefen Rinnale nicht nach rückwärts verlängert, sondern immer wieder parallele und neue angelegt haben. Die Bildung von parallelen, schräg in die Terrasse eingesenkten Talzügen könnte von Schmelzwassern nur bei einem eigenartigen, ruckweisen Rückzug des Eises besorgt werden, wobei die Bewegung von einer Talrinne zur nächsten so rasch erfolgen müßte, daß die Schmelzwasser mit dem Rück-schneiden der alten Rinne nicht zu folgen vermöchten. Auf einer annähernd ebenen Terrassenfläche ist die Anlage solcher verhält-nismäßig zu ihrer Länge schmaler Talrinnen durch Schmelzwasser eines rückweichenden Gletschers sehr unwahrscheinlich, weil ihre Form nicht dem raschen Wechsel und der steten Veränderlichkeit der dem bewegten Eisrande entweichenden Wasseradern entspricht. Bemerkenswert ist auch der Umstand, daß nur die Mulde von Tulfes und das Poltental sich unmittelbar ans südliche Berggehänge anschmiegen, während das Zimmertal ungefähr auf der Mitte der Terrasse, das Agenbachthal noch nördlicher seinen Anfang nimmt. Man müßte zur Erklärung dieser Erscheinung auch noch ein Zurückweichen des Eisrandes gegen Norden annehmen. Die steile Abschrägung von Lans gegen Amras mit ihren vielen Grundmoränenresten ist nicht durch Abspülung von seiten der Schmelzwasser geschaffen, sondern höchstens verändert werden.

Das Oberflächenrelief, welches von Schmelzwassern eines zurück-gehenden Gletschers auf einer ebenen Terrasse gebildet wird, weist viel unruhigere und vor allem miteinander innig verbundene Rinnen-systeme auf, indem dieselben ja mit den zurückweichenden Quellen ebenfalls nach rückwärts verlängert worden.

Die Anlage unserer Terrassentäler ist für ursprüngliche Schmelzwasserläufe eine viel zu streng parallele, eine viel zu einheitliche und gegenseitig unabhängige.

Es wäre unsinnig, das Vorhandensein des Einflusses von Schmelzwasserwirkungen auf der Terrasse zu leugnen, doch sind die von ihnen erzeugten Formen nicht die herrschenden, sondern sie schmiegen sich einem schon früher vorhandenen Relief an.

Dieses Relief, welches die zahlreichen Rundhöcker und Furchen der Felsrücken und die parallelen Talrinnen in den geschichteten Ablagerungen umfaßt, kann nur durch die Bewegung der Eismassen selbst entstanden sein. Die vielen durch die Eigenart der Eiserosion geschaffenen Rinnen und Wannen, welche alle in der Strömungsrichtung orientiert erscheinen, boten nun den Schmelzwässern des Gletscherrückzuges ihre Bahnen an, welche dabei vielfach umgestaltet, vertieft und mannigfach miteinander verbunden wurden. Die auf den Scheiderücken der größeren Talzüge oft vorhandenen, nunmehr beiderseitig in die Luft frei ausgehenden Querrinnen dürften höchstwahrscheinlich eine Wirkung jener Schmelzwasser sein. Nimmt man das von der Eisbewegung eingeprägte Relief zur Grundlage für die Anlage des darüber gebreiteten Schmelzwasserreliefs, so werden die eigentümlichen Terrainformen verständlich, welche durch das letztere allein nicht erklärbar sind. Diese ausführlicheren Darlegungen wurden vorzüglich durch den Mangel an geeigneten Aufschlüssen in der Grundmoränendecke dieser Gebiete hervorgerufen. Die einzelnen Aufschlüsse von Grundmoräne sind so weit entfernt, daß man aus ihrer Lage wenig sichere Schlüsse ziehen kann. Auf der Höhe von Rinn und Judenstein treffen wir gelegentlich grundmoränenartige Massen. Eine deutliche und mächtige Grundmoräne ist oberhalb von Aldrans am Eingange zur Mulde des Herzsees erschlossen. Im Agenbachtal hat Blaas bei dem Weiler Häusern am Inn unter horizontal geschichteten Flusschottern der Talsohle 1 m mächtige, typische Grundmoräne gefunden, welche über Mehlsand und Lehm lagert. Im Zimmertale finden sich an den Hügeln des „Kolbenturmes“ Reste von undeutlicher Grundmoräne. Dieses Tal sowie das Poltental und der dazwischen liegende Rücken sind nach den Angaben von Blaas mit zahlreichen, oft geschliffenen Gneis- und Amphibolitblöcken aus dem Stubaigebiete übersät, die stellenweise riesige Größen erreichen.

Die An- und Auflagerung der geschichteten Schotter und Sande, welche am Abfalle gegen das Inntal von Egerdach bis in die Gegend der Volderer Innbrücke reicht, stellt gegenüber der alten Felsterrasse eine namhafte Verbreiterung der Terrasse dar. Eine solche Verbreiterung haben wir auch am Nordrande der Terrasse zwischen Melach- und Geroldsbach angetroffen. Auf der Höhe der weiter zurückliegenden Felsterrasse sehen wir auch die geschichteten Ablagerungen verbreitet, jedoch nicht in großen zusammenhängenden Beständen, sondern als einzelne meist an Felsrücken gelehnte Reste. Überschaut man in großen Zügen das Relief der alten Felsterrasse und dasjenige, welches nunmehr die aus Fels und losen Aufschüttungen zusammengefügte Neuterrasse zeigt, so bemerkst man trotz vieler Abweichungen eine unverkennbare Ähnlichkeit in der Verteilung der erhabenen und vertieften Zonen. Die größte Abweichung liegt in der Vorschaltung einer mächtigen Schotter- und Sandbank zwischen Egerdach und Volderer Innbrücke, welche jedoch im Gefällssinne der alten mehr zurückliegenden Felsterrasse von mächtigen Talfurchen zerschnitten wird.

Der Inn hat den Nordrand der von Schotter und Sanden aufgeschütteten Terrasse in bedeutendem Umfange angegriffen und schneidet so das Agenbach-, das Zimmer- und Poltental nacheinander

schräg ab. Bei der Volderer Innbrücke drängt sich der Fluß unmittelbar an das südliche Felsgehänge und läuft dabei eine kurze Strecke auf Felsgrund. Es ist jener mächtige Felsrücken, welcher von der Sonnenspitze (2646 m) abzweigt, mit steilen Wänden das Voldertal an der Westseite begleitet und hier sich bis zum Inn vorschiebt. Dieser flach ansteigende lange Bergrücken, der gegen Westen sanfte, leicht gewellte Flächen, gegen Osten durchaus schroffe, jähre Abstürze aufweist, besitzt nun an seiner Kante mehrere auffallende Einkerbungen. Die hervorragendsten treten ungefähr bei 660 m, 840 m, 1200 m, 1500 und 2300 m auf. Kleinere Staffeln sind noch dazwischen geschaltet.

Terrassen zwischen Volders—Schwaz.

Östlich von diesem scharf hervortretenden Felskamm begegnen wir bis zur Mündung des Weerbaches keinen größeren Schutterrassen. Allenthalben tritt im Gehänge der nackte Fels zutage, in den jedoch vielfach auf- und absteigende Furchen, Stufen und Wannen eingeprägt sind. Alle Vorsprünge sind an der Westseite abgeglättet, an der Ostseite dagegen rauh.

Der Berghang, welcher zwischen dem Volder- und Wattentale ins Inntal niedersteigt, ist von Felsfurchen und Stufen im unteren Teile reich gegliedert, während der Berghang zwischen Wattentale und Weertal in nahezu glatter Neigung sich aufbaut.

Die gegen Osten sich absenkende Neigung der Felsterrassen von Tulfes und Rinn beginnt bereits westlich vom Volderer Bach sich in eine gegen Osten ansteigende umzukehren. Östlich von diesem Bache zeigen sich eine ganze Anzahl von derartig aufsteigenden Felsfurchen. Die nördlichste tiefgelegene Furche trennt hier einen mächtigen Rundhöcker, den „Kreuzbichl“, vom Berggehänge ab. Derselbe liegt bereits vollständig in der Innebene. Die südlicheren Furchen steigen gegen die breiteren Felsstufen an, auf denen die Höfe Buggl (711 m) und Halbeis (709 m) liegen. Taleinwärts treffen wir dann an der Westflanke des Wattentales oberhalb von diesen Felsterrassen im Gebiete der Gemeinde Vögelberg auf Schuttmassen, welche wahrscheinlich einen Rest der Inntalaufschüttung darstellen. Dieselben stellen sich auch in geringerer Menge am gegenüberliegenden Talhange ein. Zu erwähnen ist hier, daß im Voldertale, und zwar gegenüber vom Volderer Wildbade, von etwas unter 1100 m an der Rest einer mächtigen Ablagerung befindet, welche in den tieferen Lagen entschieden das Aussehen von Grundmoränen an sich trägt. Wir haben darin höchstwahrscheinlich die Spuren einer Lokalvergletscherung vorliegen.

An dem Berggehänge zwischen Wattentale und Weertal treten am Abfalle gegen das Inntal keine Felsterrassen auf. Eine schmale Felsterrasse zieht sich hoch an der Ostseite des Wattentales taleinwärts, auf der die spärlichen, schon erwähnten Schuttreste gegenüber von Vögelberg lagern. Eine bedeutend breitere Fels- und Schuttersasse begleitet das Weertal an dessen Westseite, welche in breitem Ausgusse sich bis ins Inntal hinabneigt. Der unterste Teil dieser Terrasse dürfte allerdings schon wieder als der Beginn einer neuen Inntal-

terrasse anzusehen sein, welche sich östlich des Weertales in stattlicher Breite wieder einstellt. Jedenfalls ist dieser flach gegen Osten ansteigende Ansatz der Inntalterrassen mit der Weertalterrassen aufs innigste verbunden.

Steigen wir von der breiten untersten Terrasse, welche einen Felssockel besitzt, zu der westlichen Weertalterrassen aufwärts, so treffen wir auf eine mächtige, vornehmlich aus den Talgesteinen zusammengesetzte Schuttablagerung, die an manchen Stellen an Grundmoränen erinnert, an anderen dagegen deutlich sich als geschichtete Ablagerung erweist. In diese taleinwärts ansteigende, ziemlich breite Schuttmasse ist ein langes, breitsohliges Tal eingegraben, welches parallel mit der tieferen, vom Weerbach durchbrausten Schlucht hinstreicht. Dieses Nebental reicht bis zu einem weit ins Tal vortretenden Bergrücken, während der Schuttwall zwischen ihm und dem Weerbache sich als Stufe bis zur Mündung des Sagabaches in 1020 m Höhe hinzieht. Auf der gegenüberliegenden Talseite treffen wir im Verhältnis dazu nur sehr spärliche Schuttmassen auf den felsigen Gehängen, welche taleinwärts nicht so weit zu verfolgen sind und gegen das Inntal zu mit der Terrasse des Weerberges zusammenhängen. Auch hier können wir wie im Volder-, Watten- und Pilltal beobachten, daß die Westseite weit reicher an Schuttablagerungen als die Ostseite ist, an der größtenteils das Grundgebirge nur von einer dünnen Verwitterungsschichte bedeckt wird.

Die niedrige, breite Vorstufe, welcher wir an der Westseite der Weerbachmündung begegnen, setzt sich über dieselbe hinweg fort und bildet jenseits ein breites, flach gegen Osten absinkendes Trockental mit den Höfen Seltsam und Ebner, welches durch einen aus geschichteten Schottern und Sanden erbauten Höhenzug vom Inntal geschieden wird. Wie an der Westseite des Weertales sich darüber mit steilerem Anstiege die ins Tal hineinstreichende Terrasse erhebt, so baut sich an der Ostseite eine mächtige Schotter- und Sandterrasse darüber auf, welche die Hochfläche von Mitterweerberg bildet. Aus den Aufschlüssen am vordersten Weerbach erkennen wir, daß sowohl die Vorstufe als ihre östliche Fortsetzung, das Trockental von Seltsam, einen flachen Sockel aus Grundgebirge besitzen.

Dieser Grundgebirgssockel erhebt sich südlich ungefähr zugleich mit dem Steilanstiege der Schutterrassen an beiden Talseiten. An der Westseite des Weerbaches nimmt jedoch die Höhe der Felsunterlage taleinwärts so langsam zu, daß der größere, innere Teil der darüber lagernden Schuttermasse hier bis zum jetzigen Bachläufe hinabreicht und dadurch eine bedeutende und auffallende Verbreiterung des alten Tallaufes verraten wird.

Die niedrige Vorstufe und das östlich anschließende Trockental von Seltsam können nur als Wirkungen der glazialen Erosion verstanden werden. Ihr Streichen bildet eine leichte Ausbuchtung der Inntalrichtung, die fast genau senkrecht auf den Lauf des Weertales steht. Da die Terrasse an der Westseite des Weertales in gleicher Weise von der Vorstufe abgeschnitten wird wie die Inntalterrassen von Mitterweerberg von dem Seltsamer Trockental, so ist es sehr wahrscheinlich, daß wir in der ersteren Terrasse eine Verlängerung der

InntalTerrasse ins Weertal hinein zu erblicken haben. Damit stimmt auch die eigentümliche Erscheinung, daß diese Terrasse nur bis wenig über 1000 m Höhe ansteigt. Ob auch Schuttreste eines jüngeren Seitengletschers mit dieser Terrasse verknüpft sind, vermag ich vorerhand nicht zu entscheiden.

Die breite Terrasse von Mitterweerberg ist einem ziemlich niedrigen Grundgebirgssockel aufgesetzt. Von ihrer Hochfläche, auf der sich Reste von deutlicher Grundmoräne des Inntalgletschers finden, senken sich gegen Norden zahlreiche Einschnitte ab, welche ein ausgezeichnetes Bild für die Zerstücklung und Umformung einer Terrasse durch quer darüber fließende Wasseradern geben. Wir sehen, wie die kleinen Wasserrunnen des breiten südlichen Berghanges sich auf die Terrasse ergießen, diese in gerader Richtung überqueren und dann in deren Abfall oft eng nebeneinander tiefe Gräben einreißen. Hier fehlt der Terrassenoberfläche eine größere, vom Eise eingeprägte Längsfurche und deswegen haben die verschiedenen Bächlein keine Ursache gehabt, von ihrer geraden, kürzesten Bahn weiter abzuweichen.

Daß die Terrasse von Mitterweerberg sich an der Ostseite des Weertales hinein fortsetzt, ist schon erwähnt worden. In viel breiterer Stufe spannt sie sich an der Westseite des Pilltales einwärts. Wir können hier geschichtete Schotter, welche jedoch sehr unregelmäßig gelagert sind und zahlreiche Gerölle des Talhintergrundes enthalten, bis nahe an 1000 m Höhe verfolgen. Auch undeutliche Grundmoränen sind an der Oberfläche der Terrasse vorhanden. An der gegenüberliegenden Talseite finden wir am Pillerberg Schotterterrassen bis über 1000 m Höhe, welche sich jedoch gegen das Inntal hinaus verlieren. Die Schotterterrassen füllen hier eine Talweitung aus, welche durch einen mächtigen, kahlen Felsrücken von dem Inntale abgesperrt wird.

Dringen wir in der Schlucht des Pillbaches von seiner Mündung aufwärts, so begegnen wir bald an der Ostseite sehr hohen Felswänden, welche die Fortsetzung der Schotter und Sandmassen der Mitterweerbergterrasse bilden. Am Westufer des Baches treffen wir nur niedrige Felswände, welche weiter im Tale drinnen ganz zurückweichen, so daß die losen Aufschüttungen bis zum Bach hinabbrechen. Innerhalb der hohen Felswände des Ostufers der „Steinwand“ liegen zwei isolierte Hügel hintereinander im Tale, welche Umschaltungen des Bachlaufes ihre Entstehung verdanken. Auch darin drückt sich die beträchtliche Ausweitung dieses Tales aus, welche sich gegen das Inntal zu einschnürt. Die Schutterrassen zu beiden Seiten des Pillbaches sind ebenfalls wahrscheinlich als Teile der großen Inntalaufschüttung zu betrachten, da sie sich auch nur bis ungefähr 1000 m Höhe erstrecken.

Zwischen Pilltal und Schwaz ist am südlichen Inntalgehänge nur eine schmälere Terrasse ausgebildet, die zudem besonders im Osten von Wassergräben stark zerschnitten ist. Der westliche Abschnitt, der Pill-Niederberg, besteht fast ganz aus Grundgebirge. Östlich davon gewinnen die angelagerten Schotter und Sande mehr Bedeutung und südlich von Schwaz bauen sie den größten Teil der Terrasse auf. Grundmoränen sind nur sehr spärlich erhalten am Pill-Niederberg und auf der Terrasse von Schmadl und Holzl (852 m) südlich von

Schwaz, wo sie Schotter und Sand überlagern. Der Lahnbach hat die Terrasse stark angegriffen und zum Teil aus ihrem Material den großen Schuttkegel aufgeworfen, auf welchem die Stadt Schwaz erbaut ist. Ein anderer Teil seines Schuttstoffes stammt von den hochgelegenen Moränenwällen jüngerer Lokalgletscher bei der Proxenalpe (1660 m) und am Nordabhang des Arbeser Kogel. Nebenbei mag hier bemerkt werden, daß der Stock des Kellerjoches (2344 m) in allen seinen Karen und hohen Talfurchen deutliche Moränenwälle birgt und so ein ausgezeichnetes Bild einer selbständigen Lokalvergletscherung gewährt.

Terrasse zwischen Schwaz—Zillertal.

(Fig. 14 und 15.)

Die Terrasse zwischen Schwaz und der Mündung des Zillertales besteht fast nur aus Grundgebirge und zeigt dabei einen sehr unregelmäßigen Verlauf.

Schwaz selbst liegt auf dem Schuttkegel des Lahnbaches und erst weiter östlich erhebt sich die Felsterrasse mit ziemlich breitem aber niedrigem Ansatz. Der Raum zwischen dem Schuttkegel des Lahnbaches und dem Felsaufschwunge der Terrasse stellt sich als eine ziemlich tiefe Einbuchtung des Gehänges dar, deren Bau durch die mächtigen Halden der Bergbaue größtenteils verhüllt wird. In der Gegend von Ried treffen wir beträchtliche Lehmmassen, welche stellenweise an der Oberfläche gerundete Geschiebe enthalten. Wahrscheinlich haben wir es mit Bändertonen zu tun. Glücklicherweise schaffen in diese Unklarheit die vorzülichen Aufschlüsse des tief angelegten Erbstollens Licht.

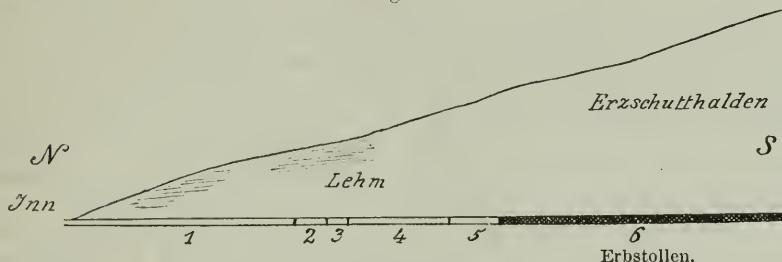
Dieser Stollen¹⁾ (Fig. 14) setzt bei 540 m, also etwa 10 m über dem Niveau des Inns, an und führt in geringer Neigung gegen Falkenstein in das Gebirge. Durch Zufall konnte ich bei meinem Besuche im Herbst 1902 in Begleitung des Herrn Bergverwalters Petri in den vorderen Teil der Stollenwände Einblick erlangen, da gerade deren Holzverschalung in Auswechslung begriffen stand. Wir treffen hier nach mächtigen Massen von Schottern und Sanden (1) ein großes Lager von plastischem, feinem Lehm (2), der in der Tiefe des Stollens keine Gerölle enthält. Struktur war keine bemerkbar, doch dürfte sicherlich ein großes Bändertonlager vorliegen, dessen Schichtung entlang den Stollenwänden unklar wurde. Dahinter stoßen wir auf Sand (3) und ein festes Konglomerat (4) aus groben zentralalpinen und ortsnahen Gerölle. Vor allem fällt der Reichtum von Buntsandsteingeröllen auf. Nach Durchfahrtung dieses Konglomerats gelangen wir in eine mächtige, ausgezeichnete feinschlammige Grundmoräne (5), welche reichlich prächtig geglättete und gekritzte Geschiebe umschließt. Unter den Geschieben bemerken wir sowohl zentralalpine Gesteine als auch ver-

¹⁾ Nach einer freundlichen Mitteilung des Herrn Bergverwalters Petri sind vom Erbstollen (1) 220 m Gerölle (Schotter, Sande), (2) 28 m Lehm, (3) 20 m Sand, (4) 97 m Nagelfluh, (5) 45 m Grundmoräne und (6) 720 m Buntsandstein durchstoßen worden.

schiedenartige Kalke. Gegen Süden grenzt diese Grundmoräne an Buntsandstein (6), mit dem die heftig gestörte Serie des Grundgebirges beginnt. Die an der Oberfläche erschlossenen Lehmmassen dürften sicher mit der ersten Lehmablagerung in Zusammenhang stehen. Von dem Konglomerat und der unterliegenden Grundmoräne sind hier an der Oberfläche keine Spuren zu entdecken.

Die vordere Lehmmasse dürfte zu den liegenden Bändertonlagern der Inntalterrasse, das Konglomerat und die darunter befindliche

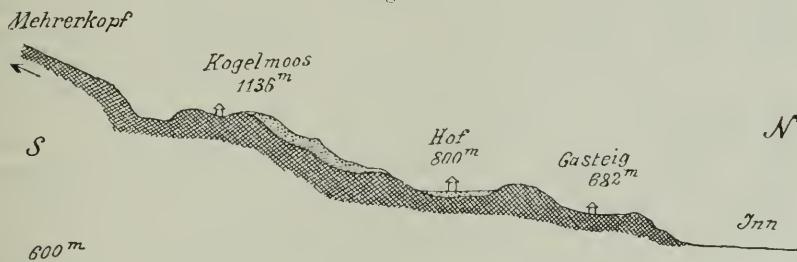
Fig. 14.



Grundmoräne jedoch zu einer älteren Vergletscherung zu rechnen sein. Auch hier können wir wieder beobachten, in wie tiefer Lage bereits ältere Grundmoränen sich im Inntalgebiete befinden.

Aus dieser Einbuchtung des Berggehänges östlich von Schwaz, die am besten durch diese Vorkommnisse im Erbstollen ausgedrückt wird, erhebt sich das Grundgebirge zu einer dreistufigen Felsterrasse (Fig. 15). Alle drei Stufen steigen von Westen gegen Osten an und werden von der tiefen Schlucht des Buchbaches durchschnitten. Auf der tiefsten

Fig. 15.



liegt die Häusergruppe Gasteig (682 m), auf der nächsthöheren jene von Hof (800 m), endlich auf der obersten die von Kogelmoos (1136 m). Geschichtete Ablagerungen und Grundmoränen sind stellenweise auf den zwei niedrigeren Stufen zu finden. Am besten erschlossen sind sie am Einschnitt des Buchbaches. Hier treffen wir oberhalb der Terrasse von Hof geschichtete Schotter und Sande bis über 900 m Höhe, wobei dieselben von Grundmoräne überzogen werden. Alle drei genannten Stufen sind eigentlich ansteigende Felsfurchen, welche

gegen das Inntal zu von vorragenden Felsrücken eingesäumt werden. Jenseits des Buchbaches ist keine Fortsetzung der Furche von Kogelmoos zu erkennen, dafür teilt sich die Furche von Hof in die von Gallzein und Niederleiten. Die unterste Stufe zerspaltet sich bei Schöllenberg und schickt einen Arm zur breiten Furche von Gallzein empor. Diese letztere Furche weitet sich östlich von Gallzein zu einer ansehnlichen Felswanne aus, welche im Norden von den Felskuppen des Schöllen- und Seilberges beträchtlich überragt wird. Besonders in der Umgebung von Niederleiten sind Grundmoränenreste vorhanden. Die tiefe und wilde Schlucht des Schlierbaches schneidet die Wanne von Gallzein von ihrer östlichen Fortsetzung, der Anhöhe von Troi, ab. Die Anhöhe von Troi zeigt wieder zwei Abstufungen, eine in etwas über 900 m, die andere bei 1000 m Höhe. Auf der unteren Stufe treffen wir noch in über 900 m Höhe geschichtete Schotter und Mehlsande, während die Grundmoränen darüber bis über 1000 m emporziehen und besonders am Abhang gegen den oberen Schliergraben schön entwickelt und aufgeschlossen sind. Am Rücken von Troi steigt die Grundmoräne auch bis unter 800 m hinab.

Östlich des Rückens von Troi zieht an den Halden des Ringenwechsels ein Graben herab, der einen Schuttkegel ins Inntal hinausschiebt, auf welchem das Dorf Maurach liegt. Der Graben entsteht aus der Vereinigung von zwei Einrissen, zwischen denen sich etwa bei 860 m ein Hügel erhebt, welcher aus einem Konglomerat besteht, wie wir ein ganz ähnliches im Innern des Erbstollens antreffen. Gröbere, stark abgerollte Gerölle aus zentralalpinen und ortsnahen Gesteinen sind zu einem festen Konglomerat verbunden. Das Vorkommen liegt ganz ohne Verbindung mit gleichen Ablagerungen frei auf einem Hügel. Die Schotter und Sande sowie die Grundmoränen von Troi müssen es seiner Höhenlage nach einst in bedeutenden Massen überdeckt haben. Zwischen dem Graben von Maurach und dem von Rotholz zieht der Berghang bis 700 m ohne deutliche Stufung herab. Erst in dieser Höhe finden sich Felsvorsprünge. Auf einem solchen steht die Ruine Rottenburg, in deren Nähe sich Grundmoränen finden. Zwischen Rotholzer Graben und Zillertal prägt sich wiederum eine hochgelegene, deutliche Felsfurche ein, in welcher die Höfe „Am Raffel“ (943 m) liegen. An ihrem Westrande über dem Rotholzer Graben steht Grundmoräne an. Gegen das Inntal ist diese gegen Osten absinkende Furche von einem Felswalle aus Schwazer Dolomit geschieden. Ostwärts lässt sich diese Furche in undeutlicher Ausbildung bis zum Abfalle ins Zillertal verfolgen. Von der Höhe, wo sie endet, senkt sich hinter dem vorspringenden Felswalle, auf dem das Kirchlein St. Maria-Brettfall steht, eine steile Runse bis an die Sohle des Zillertales hinunter.

Allgemeine Zusammenfassung der Ergebnisse sowie Schlussfolgerungen und theoretische Annahmen.

Wir haben im Vorherigen sämtliche Terrassenreste des Inntales in der Strecke von Imst bis zur Mündung des Zillertales mit Rücksicht auf jene Erscheinungen beschrieben, welche geeignet sind, über den Aufbau, die nachherige Abtragung und Umformung derselben Licht zu verbreiten.

Wir gingen von der Annahme aus, daß durch den vorliegenden Eiswall des Zillertalgletschers in dem eben begrenzten Gebiete des Inntales und seiner Seitentäler eine Schuttaufstauung veranlaßt wurde, welche nach dem höchsten heute noch erhaltenen Reste über 900 m, ja vielleicht sogar über 1000 m Meereshöhe im Mittel erreichte. Diese gewaltige Schuttaufspeicherung ist in einer Weise mit dem Vordrange der Vergletscherung verbunden, daß sie vor der Bedeckung durch die Eisströme von Wassererosion nicht dauernd angegriffen werden konnte. Bis zur Eisbedeckung mußte die Aufschüttung stetig fortschreiten. Kleinere Schwankungen des sperrenden Zillertalgletschers und damit verbundene Erosionseingriffe wurden immer von neuem wieder geschlossen. So konnte diese Aufschüttungsebene erst durch die darüber gleitenden Eismassen eine ununterbrochene Erosion erleiden.

In den früheren Abschnitten habe ich nun an der Hand zahlreicher Beobachtungen zu zeigen versucht, daß die heute vorliegenden Terrassenreste zum großen Teile nicht durch Wasser, sondern durch Eiserosion abgegrenzt sind und folglich die Inntalfurche bereits vom Inntalgletscher (im Bühlstadium Pencks) in die Aufschüttung hineingehöht wurde. Diese vom Eise geschaffene Inntalfurche unterscheidet sich nun allerdings in wesentlichen Zügen von der heutigen, in welcher die glaziale Prägung in großem Umfange durch bedeutsame Flußerosion umgemodelt wurde. Es soll nun im folgenden versucht werden, im Umriss ein Bild von jenen Formen zu entwerfen, welche durch die Gletscherarbeit der Inntalfurche verliehen wurden.

Die Charakteristik dieses Formenschatzes führt uns dann zu einer solchen der Eisbewegung und Eiserosion. Zum Schluß soll noch ein Erklärungsversuch der Eigenart der Eiserosion etwas weiter ausgeführt werden, der geeignet erscheint, die Fähigkeit des bewegten Eises, Wannen und Furchen in den Untergrund zu höhlen, verständlich zu machen. Der bequemen Übersicht wegen habe ich alle im folgenden aufgeführten Beobachtungsgruppen, Schlußfolgerungen und Annahmen der Reihe nach mit Zahlen bezeichnet.

1. Jede der beschriebenen Inntalterrassen besitzt einen Felskern, der meistens niedriger, kürzer und schmäler als die darüber befindliche Schuttermasse ist.

2. Daraus folgt, daß das Inntal bereits vor der Aufschüttung Felsterrassen in ungefähr derselben Anordnung wie die heutigen Felsschuttermassen hatte.

3. Wir haben an vielen Stellen beobachten können, daß die Oberfläche dieser älteren Felsterrassen eine sehr unregelmäßige ist, welche von auf- und absteigenden Furchen, von Wannen und Rundhöckern gegliedert wird.

4. Obwohl diese Felsterrassen weit kleiner als die heutigen Inntalterrassen sind, weisen sie dennoch viel größere gegenseitige Höhenunterschiede als die letzteren auf. Wir können in ihnen unmöglich alte Flußterrassen des Tales erblicken.

5. Mit ihren Schutterrassen sind die darunterliegenden Felsterrassen aufs innigste durch ein jüngeres, gemeinsames Relief verbunden, das Schutt und Fels gleichmäßig überspannt.

6. Die Abgrenzung der aus Schutt und Fels bestehenden Terrassen erfolgt an der Ost- und Westseite durch Abschrägungen, welche ungefähr in der Richtung des Inntales an- oder absteigen.

7. Diese Abschrägungen sind keine ebenen Flächen, sondern meist nebeneinander gereihte Furchenzüge, die noch jetzt an vielen Stellen mit einer Grundmoränendecke überzogen sind.

8. Solche gefurchte Abschrägungen treffen wir sowohl ins Grundgebirge als in die losen Aufschüttungen eingegraben.

9. Die Oberflächen sämtlicher Terrassenstücke zeigen im Vergleich mit der oberen Grenze der Aufschüttung eine bedeutende und allgemeine Erniedrigung.

10. Außer dieser allgemeinen Abtragung stellen sich darauf noch eine größere Anzahl von Talfurchen ein, deren Aushöhlung durch Eis wenigstens angelegt sein dürfte.

11. Der Abhang der Terrassen gegen das heutige Innbett ist an manchen Stellen tief, an einigen sogar bis nahe an die Talsohle herab mit einer Grundmoränendecke überzogen, welche beweist, daß wenigstens teilweise die glaziale Inntalfurche nahezu die Tiefe der heutigen erreicht haben muß. Wahrscheinlich lag sie jedoch sogar tiefer.

12. Aus den Resten älterer Grundmoränen bei Egerdach, an der Mündung des Vomperbaches und im Schwazer Erbstollen wissen wir auch, daß das Inntal bereits vor der Schuttaufstauung ungefähr so tief wie heute ausgehöhlte war.

13. Die Schutt- und Felsterrassen wechseln im breiten Teile des Inntales auf der südlichen und nördlichen Seite im allgemeinen mit einander ab, wobei sie sich gegenseitig übergreifen.

14. In dem geraden, schmalen Inntallaufe zwischen Imster Bahnhof und Telfs liegt am Beginne eine doppelseitige Terrasse, dann überhaupt keine mehr.

15. Auf der ebenfalls ziemlich geraden Strecke zwischen Nasse-reith und Telfs ist der ganze alte Talzug verschüttet geblieben und hat nur eine allgemeine Abschrägung gegen Osten stattgefunden.

16. Längs der geradlinigen Strecke von Telfs gegen Kranebitten ist als Folge des großen Talbuges bei Telfs der nördliche Teil der Talaufschüttung ganz entfernt, während im Süden eine gleichmäßige Terrasse verblieben ist.

17. An der großen Inntalweitung bei Innsbruck haben wir sowohl eine südliche als eine nördliche Terrasse.

18. Die Anordnung der Terrassenreste erfolgt nicht nach der Vorzeichnung des Inns, sondern nach der Gestaltung des Talgeländes und dem Einfluß großer Seitentäler, was sich besonders an der einseitigen Terrassenverbreiterung unterhalb der Mündungen des Sellrain- und Silltales ausdrückt.

19. Die durch die Terrassenstücke angezeigte Bahnkrümmung ist eine sehr großzügige, welche einerseits in vergrößertem Ausmaß die Biegung des ganzen Tallaufes widerspiegelt und anderseits zu steif ist, um in durch Vorsprünge geschützte Ecken eindringen zu können.

20. Vergleichen wir den heutigen Innlauf mit der Verteilung der Terrassen an seinen Seiten, so finden wir, daß seine Flußwindung nur durch die wechselseitig ins Tal geschobenen Bachschuttkegel bestimmt wird und deswegen scharf, unregelmäßig und vor allem kurzwellig ist.

21. Die einzelnen Terrassen sind meist so umfangreich, daß der Inn im Gebiete jeder einzelnen mehrere Schlingen beschreibt.

22. An einigen Stellen ergießen sich gerade in solche Räume, wo die Terrassen fehlen, mächtige Schuttkegel von Seitenbächen, welche den Fluß sicherlich verhindert hätten, in ihrem Schutzbereiche die Terrasse zu entfernen.

23. Da an mehreren längeren Strecken die Talabhänge der Terrassen durch den Angriff des Inns je nach der Lage gegen Norden oder Süden zurückgedrängt wurden, so muß die Krümmung der glazialen Inntalfurche gegenüber der heutigen lebhafter gewesen sein.

24. Die Entfernung der seitlichen Terrassenstücke kann nicht durch eine seitlich hereindrängende Erosionskraft erklärt werden, da die vorhandenen Abschrägungsflächen an den Ost- und Westseiten deutlich einen in der Talrichtung auf- und absteigenden Kraftstrich verraten.

25. Wie die Terrassenstücke an ihren östlichen und westlichen Enden nicht durch seitlich hereindrängende Wassererosion erklärbar sind, so ist auch der Gedanke an seitliche Aushöhlung durch bewegtes Eis ausgeschlossen.

26. Aus diesen Beobachtungen folgt, daß die Eismassen wenigstens an den Talseiten zwischen längeren, weniger angegriffenen Strecken beträchtlich tiefe Einsenkungen ausheben konnten.

27. Diese an den Talseiten ersichtlichen Einhöhlungen legen die Annahme nahe, daß entsprechend auch die Inntalfurche größere und kleinere Vertiefungen mit erlitten hat, daß mit anderen Worten der Felsboden des Inntales nach dem Rückzuge des Eises aus einer Reihenfolge von flachen Wannen bestand, die durch niedrige Schwelten voneinander getrennt waren. Erst durch neuerliche Flußaufschüttung dürfte darüber ein gleichmäßiger Schuttboden angelegt worden sein.

28. Der Erscheinung, daß wenig angegriffene Terrassenteile unmittelbar neben stark vertieften liegen, begegnen wir in allen Querschnitten durch das von uns betrachtete Inntalstück, indem wir

einerseits wenig abgetragene Terrassen neben der tief ausgehöhlten Talfurche erkennen.

29. An mehreren Stellen sind wir schrägen, von Grundmoränen bedeckten Felsfurchen begegnet, die in der Richtung der Eisbewegung ziemlich steil an- oder absteigen. Wenn wir überhaupt die große Anzahl von in Fels gegrabenen Furchen durchmustern, finden wir fast alle geneigt und viele ziemlich steil.

30. Aus diesen Beobachtungen kann man den Schluß ziehen, daß die Erosion eines Eisstromes sowohl in der Bewegungsrichtung als auch senkrecht dazu bedeutenden Schwankungen unterliegt.

31. Die Schwankungen der Erosionsgröße senkrecht zu der Bewegungsrichtung sind viel bedeutender, obwohl bisher mehr diejenigen in der Bewegungsrichtung beachtet wurden.

Auch bei kleineren Felsfurchen ist der Aushöhlungsbetrag in der Querrichtung viel bedeutenderen Schwankungen unterworfen als in der Längsrichtung.

32. Diese Schwankungen in der Erosionswirkung können aber nicht allein auf die ungleiche Widerstandsfähigkeit der jeweiligen Grundlage des bewegten Eises zurückgeführt werden, weil auf der großen ursprünglichen Aufschüttungsfläche des Inntales überall ungefähr dieselben Verhältnisse geherrscht haben dürften.

Auch auf Felsgrund ist die Anlage der Furchen und Wannen nicht allein von der Widerstandskraft der Gesteinsstellen abhängig, was in unserem Gebiete am schönsten an den mächtigen Furchen der Seefelder Hochfläche hervortritt, welche mehr oder weniger quer zum Schichtstreichen des Hauptdolomits angelegt sind.

33. Das Eis graviert jede größere Bahnfläche noch mit vielen kleinen Furchen, Höckern und Wannen. Da sich dieselben stets in der Strömungsrichtung des Eises orientiert finden, kann man auch darin nicht bloß den Ausdruck weicherer und härterer Stellen der Unterlage sehen.

34. Wie wenig empfindlich das Eis für die Widerstandskraft der Unterlage ist, geht daraus hervor, daß sich häufig an einen felsigen Rundhöcker ein fast gleich hoher Rücken auslosem Schutt unmittelbar anschließt. Furchen und Kämme treffen wir übrigens oft genug ganz in lose Aufschüttungen eingegraben.

Dabei ist natürlich im Auge zu behalten, daß nur die Verteilung und Richtung von Furchen und Wannen auf der Gletscherbahn nicht von der Widerstandsfähigkeit des Untergrundes abhängt, während die Geschwindigkeit und Art des Eintiefens sogar in hohem Maße dadurch bestimmt wird.

35. Da die verschiedenen Widerstandsfähigkeiten der Grundlage nicht ausreichen, um die eigentümliche Anlage der Eisbahnfläche zu erklären, muß die Erklärung in der Eisbewegung selbst, in der Verteilung von Druck und Geschwindigkeit gesucht werden.

36. Je besser das vom Eise zurückgelassene Relief erhalten ist, desto mehr tritt die Eigenart der darauf wirksam gewesenen Erosion zutage, welche auf an- oder absteigendem Grunde häufig

mehrere benachbarte Furchenzüge, auf flacherem Boden dagegen Wannen aulegt.

37. Eigentümlich für die Eiserosion ist auch die Erscheinung, daß von einer größeren Wanne mehrere auseinanderstrebende Furchen wie Strahlen ausgehen. Während die Eisbewegung auf geneigter Fläche zu Verbreiterung und Teilung ihrer Furchen im Sinne der Bewegung strebt, faßt die Wassererosion ihre Rinnenale in der entgegengesetzten Weise im Weiterlaufe zusammen.

38. Wo immer sich das Bett eines Eisstromes teilt, ist für den aus der geraden Richtung abzweigenden Arm eine deutliche Abnahme der Erosionskraft zu beobachten.

39. Ebenso wird durch das Zusammentreffen von zwei Eisströmen unter rechtem oder gar stumpfem Winkel die Erosionskraft unter der Vereinigungsstelle herabgemindert.

40. Strömt ein Gletscher durch ein Tal, das abwechselnd weiter und enger wird, so finden wir fast regelmäßig in den Weitungen Wannen eingetieft, während die Engen von höheren Schwellen besetzt gehalten werden.

41. Da die Talwandungen keines größeren Alpentales gleichmäßig parallel sind und zudem vielfach Seitentäler einmünden, so kann es als Regel gelten, daß ein durchströmender Gletscher dem Tale entlang eine Anzahl von Wannen ausfegt, welche durch mehr oder minder bedeutende Stufen voneinander getrennt werden.

Die Schaffung eines gleichmäßigen Gefälles ist dem Gletscher nur in den seltensten Fällen möglich. Er wird selbst ein völlig ausgeglichenes Talsystem in eine Folge von Wannen und Stufen verwandeln, da er in bedeutendem Maße dem Einflusse der unregelmäßigen Seitenwandungen und Seitentäler unterworfen ist.

42. Wechselt in einem Eisstrom die Druck- und Geschwindigkeitsverhältnisse, so greift er eine ebene, völlig gleichartige Fläche dennoch ungleichmäßig an.

Es ist die Grundfläche eines Eisstromes die Abbildung der damit wirksamen Kräfte, welche nach dieser Ansicht nicht nur im großen, sondern auch im kleinen wechseln.

43. Es ist jedenfalls anzunehmen, daß durch kleineren Druck und größere Geschwindigkeit dieselbe Erosionsleistung erzielt werden kann wie durch höheren Druck und kleinere Geschwindigkeit.

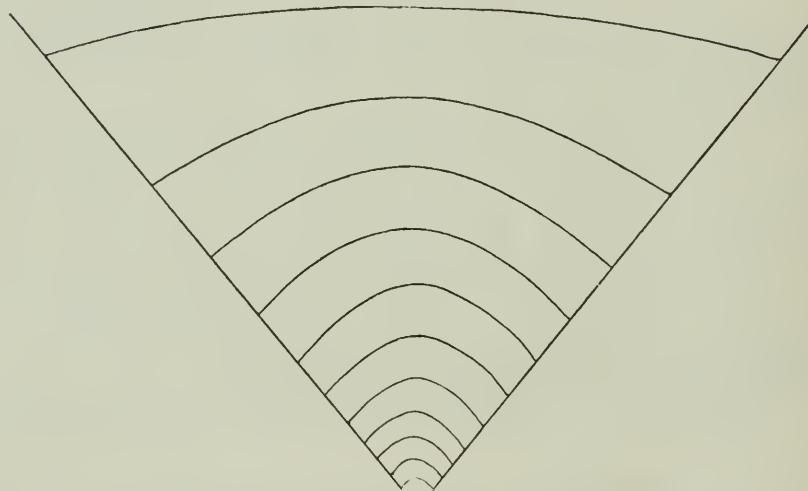
44. Gehen wir, um einen Einblick in die Druckverhältnisse eines Gletschers zu erlangen, von einem schmalen **V**-förmigen Taleinriß aus, der von einem Eisstrom erfüllt wird (Fig. 16). Da das Eis eine gewisse Druckfestigkeit (25 kg/cm^2) besitzt, können wir uns den Eiskörper in eine Anzahl von übereinander liegenden Gewölben zerlegt denken, von denen jedes imstande ist, sein eigenes Gewicht zu tragen. Aus dieser Anordnung ist sofort ersichtlich, daß in einem solchen Tale, wenn dasselbe für die Druckfestigkeit des Eises nicht zu weit ist, an der tiefsten Stelle nur ein geringer, dagegen auf den mittleren Seitenwänden ein sehr bedeutender Druck lasten muß (Fig. 17). Mit Hilfe dieses einfachen Schemas ist es leicht begreiflich, warum die Gletscher-

ströme stets die **V**-förmigen Täler in **U**-förmige verwandeln, da die Hauptlast eben an die Seitenwände hingepreßt und daran weitergeschoben wird.

45. Diese Verlegung des Hauptdruckes auf die Seitenwände kann so weit ausgebildet werden, daß der mittlere Teil des Talbodens als erhabener Rücken hervortritt, weil zu beiden Seiten davon Längsrinnen ausgearbeitet werden.

46. Je mehr sich die **V**-förmigen Talformen in **U**-förmige verwandeln, desto mehr nimmt die Seitenbelastung ab und die Sohlenbelastung zu. Steile Wände bieten daher der Eiserosion eine sehr geringe Angriffsmöglichkeit.

Fig. 16.



47. Erweitert sich ein solches schmales **V**-förmiges Tal zu einem breiteren, so ist klar, daß die Eisgewölbe beim Eintritte in die Talweitung ihre Spannung verlieren und daher der ganze bisher von den Seitenwänden getragene Druck nunmehr viel direkter auf den Talboden wirkt. Diese Übertragung gibt uns eine Erklärung, warum die Eisströme die Talweitungen zu Wannen ausschliffen und an den Engen Schwellen stehen ließen.

48 Durch die Bewegung der Eismassen wird die Druckverteilung im allgemeinen verschoben, jedoch in engen Talfurchen nicht so beträchtlich, daß die Seitenwände dadurch entlastet würden.

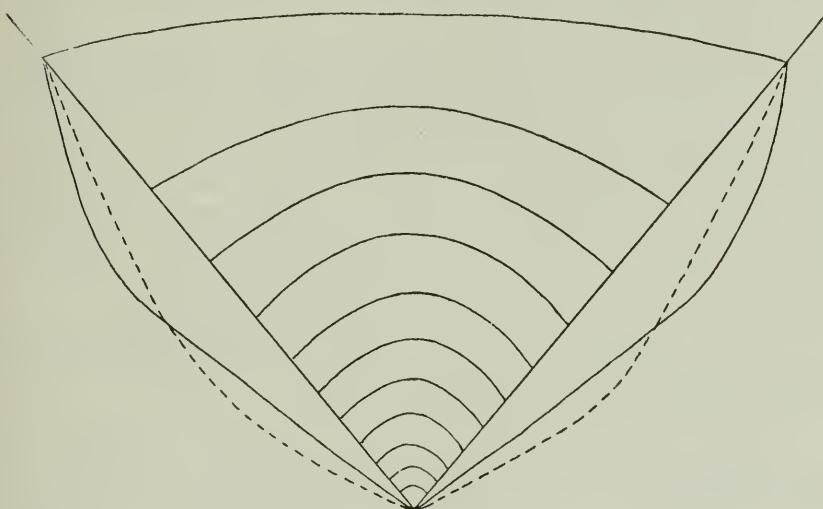
49. In breiteren Tälern kommt natürlich eine Gewölbespannung von einer Talseite zur anderen nicht in Betracht, weil das Eis viel zu nachgiebig ist, um größere Spannungen aushalten zu können. Dafür können sich hier teilweise Entlastungen der Grundlage durch Gewölbe-

spannungen zwischen zusammenstoßenden Gletscherströmen herausbilden. Auf diesem Vorgange dürfte die viel beobachtete Tatsache beruhen, daß die seitlich einmündenden Täler häufig durch eine höhere Schwelle vom vorbeistreichenden Haupttal geschieden werden.

50. Aus den beiden Elementen, der Umformung eines **V**-förmigen Einrisses in einen **U**-förmigen Trog infolge Gewölbedruckes gegen die Seitenwände und der Herabminderung der Erosionskraft an der Mündung eines Seitengletschers in den Talgletscher, kann man die Form der Karwände, der Karmulde und der Karschwelle ableiten.

51. Wie zwischen zusammendrängenden Eisströmen die Grundlage vom Druck teilweise entlastet werden kann, so ist dies auch

Fig. 17.



bei der Teilung von Eisströmen möglich, indem einerseits Stauungsspannungen am teilenden Widerstand auftreten und anderseits ein großer Kraftverbrauch für die Trennung der Eismassen erforderlich ist.

52. Wir sehen, daß sich in einem vielfach zusammengeschweißten Eisstrom eine Anzahl von mehr oder weniger stark den Untergrund drückenden Zonen vorfinden können. Ebenso ist die Verteilung der Geschwindigkeiten eine im Querschnitt beträchtlich wechselnde. Bedenkt man außerdem, daß in einem solchen großen Eisstrom, der eigentlich ein Gletscherfadenbündel vorstellt, reiche Schuttnähte neben fast schuttfreiem Eise herliefen, so erscheint der Oberflächenreichtum einer Gletscherbahn mit ihren zahlreichen Furchen, Wannen, Buckeln und Kämmen der entsprechende Ausdruck für den Reichtum und die Mannigfaltigkeit seiner Angriffsmittel.

53. Während viele Forscher in dem Umstände, daß sich oft mitten in der Gletscherbahn wenig veränderte Aufragungen finden, einen Beweis für die Unbedeutendheit der Eiserosion erblicken, sehen wir darin nur den Ausdruck der Eigenartigkeit jener Erosion.

54. Nach den vorhergehenden Überlegungen erscheint die Ansicht von Dr. H. Heß, daß durch einen Gletscher vorspringende Leisten an dem von ihm bestrichenen Talgehänge unbedingt abgeschliffen werden müssen, als unbegründet, da wir zeigen konnten, daß der Eisstrom nicht nur vorhandene Unregelmäßigkeiten seiner Bahn belassen, sondern auch neu schaffen konnte. (Siehe Dr. H. Heß, Der Taltrog. Petermanns Mitteilungen, 49. Bd., IV. Heft, Gotha 1903, und Die Gletscher S. 363 u. f. Braunschweig 1904.)

Damit entfällt auch die Notwendigkeit, aus der Zahl von vorhandenen Gehängeknickungen auf ebensoviele ineinander gesenkten glaziale Taltröge zu schließen.

Einmal haben wir aus der Anlage der Terrassenstücke erkannt, daß der glaziale Erosionssaum an den Talgebängen vielfach Wellenlinien beschreibt und daher ganz wohl einzelne um 200—300 m verschiedenen hoch gelegene Reste von Gehängestufen einem einzigen Glazialsystem angehören können. Aus der Tatsache, daß wir im Inntale bald auf der einen Seite eine Terrasse, auf der anderen eine tiefe Furche oder zwei Terrassen und in der Mitte eine solche Furche finden, erkennen wir weiter, daß Terrassenreste, welche in gleicher Höhe auf beiden Talseiten vorragen, nicht unbedingt gleichaltrig sein müssen, während es verschieden hoch gelegene sein können.

Damit wird auch die Ansicht desselben Autors hinfällig, daß man aus den verschiedenen Gehängeknickungen die Mächtigkeit der sie jeweils schaffenden Eisströme ableiten kann.

Für die Tatsache, daß der Gletscher seinen Untergrund sehr unregelmäßig angreift und neben Furchen auch Stufen anlegt, gibt das von Dr. H. Heß in seinem Werke „Die Gletscher“ auf Seite 124 mitgeteilte Querprofil durch den Hintereisferner einen vorzüglichen Beleg. Da zugleich die Geschwindigkeitsverteilung längs dieses Querschnittes angegeben ist, kann man erkennen, daß die Form des Gletscherbettes nicht genau der Geschwindigkeitskurve entspricht (der größeren Geschwindigkeit = größere Tiefe, der gleichen Geschwindigkeit = gleiche Tiefen), weil selbst bei gleichem Material der Grundlage eben noch die Funktion der Druck- und Schuttverteilung im Eiskörper zur Einwirkung gelangt.

55. Der geschilderte Vorgang, welchem die heutige InntalTerrasse ihre Entstehung verdankt, dürfte sich schon bei früheren Vergletschungen eingestellt haben, da höchstwahrscheinlich auch damals beim Vordringen einer Vergletscherung der Gletscher des Zillertales viel früher das Inntal erreichte als der eigentliche Inntalgletscher und so eine großartige Schuttaufführung erzwungen wurde. Durch eine solche Schuttanhäufung wurde der damit bedeckte Talboden in bedeutsamem Maße gegen den Angriff der Eiserosion geschützt, welche erst den losen Schutt hinausräumen mußte, bevor sie den Felsboden des Tales

selbst bearbeiten konnte. Die höheren Talgehänge, welche nicht wie der Talgrund von einer Schuttsohle geschützt waren, mußten im Verhältnis stärker beansprucht werden als der Felsgrund der Talsohle.

Die gewaltige Verbreiterung der oberen Talgehänge mag vielleicht auf diese Ursache zurückzuführen sein. Jedenfalls war zur Wegschaffung solcher Schuttaufstauungen eine ungeheure Arbeitskraft erforderlich.

Wir haben den Umfang, die Form und Lage der Terrassenstücke als eine Funktion des darüber gleitenden Eisstromes verstanden gelernt. Damit ist schon die Abhängigkeit der Terrassenstücke von dem Wechsel des Eisstromes gegeben. Weil nicht so sehr wesentlich Schuttanhäufung, sondern die Wegschaffung für die Eisarbeit charakteristisch ist, mußten die Terrassenstücke einer fortwährenden Verkleinerung unterliegen. Hätte der Eisstrom des Bühlstadiums ebenso lange und mächtig im Inntale gewaltet wie die früheren Vergletscherungen, so wären die losen Terrassen wohl vollständig entfernt und neue Felsstufen bewirkt worden. Da die Schutterrassen bedeutend umfangreicher und regelmäßiger wie die älteren Felsterrassen sind, können wir schließen, daß der Gletscher im großen und ganzen nicht vermochte, den Talhohlraum der Würmvergletscherung, soweit er verschüttet war, wieder freizulegen. Weil die alten Felsterrassen und die neuen Schutterrassen ungefähr an denselben Stellen erhalten geblieben sind, kann man das als einen Beweis nehmen, daß sie sich an Stellen befinden, welche im Verlaufe verschiedener Vergletscherungen eine bestimmte ausgezeichnete Anordnung besaßen. Es mag hier noch darauf aufmerksam gemacht werden, daß im allgemeinen an den heutigen Terrassenresten die Felskerne mehr den östlichen, talab gelegenen Teil beherrschen. Sie sind gleichsam etwas gegen Osten vorgeschoben, was den Anschein erweckt, als ob die Wannen dazwischen besonders an der Ostseite ihre Vergrößerung erfahren hätten.

56. Wir haben im besprochenen Inntalgebiete an vielen Stellen über der Grundmoränendecke des Bühlstadiums Ablagerungen von jüngeren Lokalgletschern vorgefunden, welche jedoch nirgends bis zur Inntalsohle herabreichen.

Über diesen Ablagerungen stellen sich vielfach in größerer Höhe noch weitere ein, deren Ringformen meistens deutlich erhalten sind, falls sie nicht in zu engen Tälern lagern. Diese Gebilde schmiegen sich allenthalben ganz den jetzigen Gehängeflächen an.

Zum Schlusse soll hier noch die Bemerkung angefügt werden, daß kein zwingender Grund für die Annahme vorliegt, daß sich der Inntalgletscher vor der großen Schuttaufstauung nicht beträchtlich über Imst hinauf zurückgezogen haben und die letztere in jener Gegend ihr oberes Ende gefunden haben soll. Wir treffen allerdings oberhalb von Imst keine größeren Schutterrassen, haben aber gesehen, daß die Aufschüttung noch in der Gegend von Nassereith über 1000 m Meereshöhe erreicht. Das Inntal ist auch weiter aufwärts noch von typischen

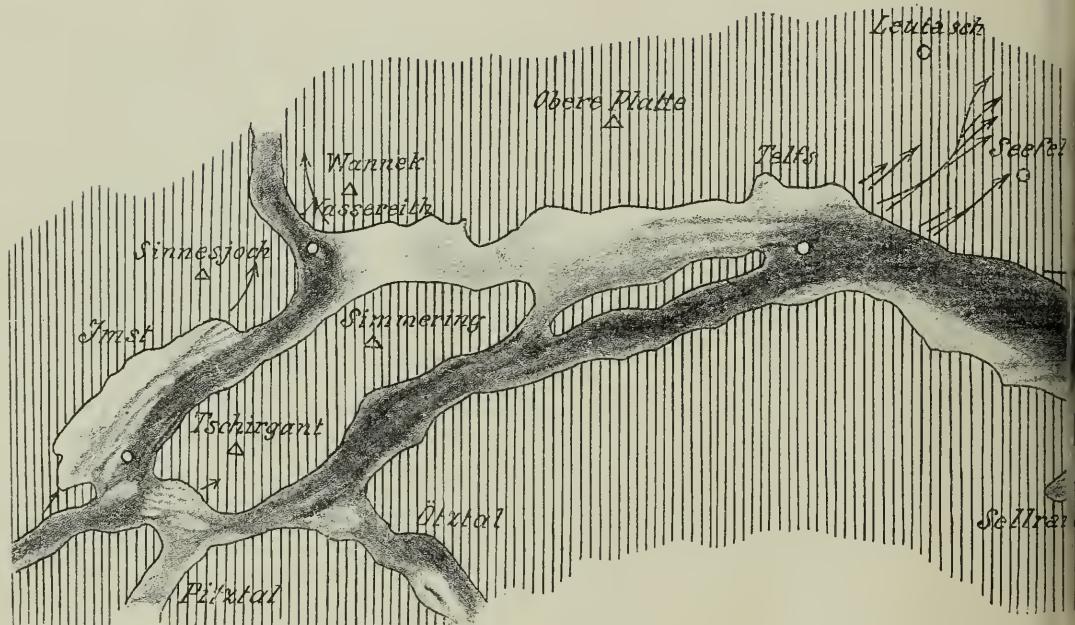
glazialen Felsterrassen und Wannen besetzt, welche Abschrägungsflächen- und Grundmoränenbezug besitzen. Bedenkt man, daß der Tallauf oberhalb von Imst nicht nur viel enger ist, sondern auch bedeutend länger unter der Einwirkung der Eiserosion lag als die untere Talfortsetzung, so wird man den Gedanken nicht unwahrscheinlich finden, daß sich die Inntalaufschüttung noch weit talauf erstreckt hat. In dieser Arbeit ist nur jene Strecke näher berücksichtigt worden, in welcher sich noch die geschichteten Ablagerungen jener Aufschüttung unmittelbar betrachten lassen.

Erklärung zur schematischen Skizze eines Teiles der Bahnfurche des Inntalgletschers (Tafel V).

Das schraffierte Gebiet stellt das angrenzende, über 1000 m emporragende Bergland dar. Der geschummerte Streifen gibt ein Kartenbild der unter 1000 m Höhe eingesenkten Inntalfurche. In diesem Streifen bedeuten die dunkleren Stellen die tieferen, die lichteren die höheren Gebiete. Ganz weiß sind Zonen, welche ungefähr 1000 m Höhe einnehmen. Die Pfeile zeigen größere in Fels gegrabene Furchenzüge an, welche gegen das höhere Gehänge emporstreben.

Schematische Skizze eines Teiles der Bahnfurc

(Nach dem Bühlstadium Penck's.)



W Profillinie der Terrassen an der Südsi

Riegel von Karres

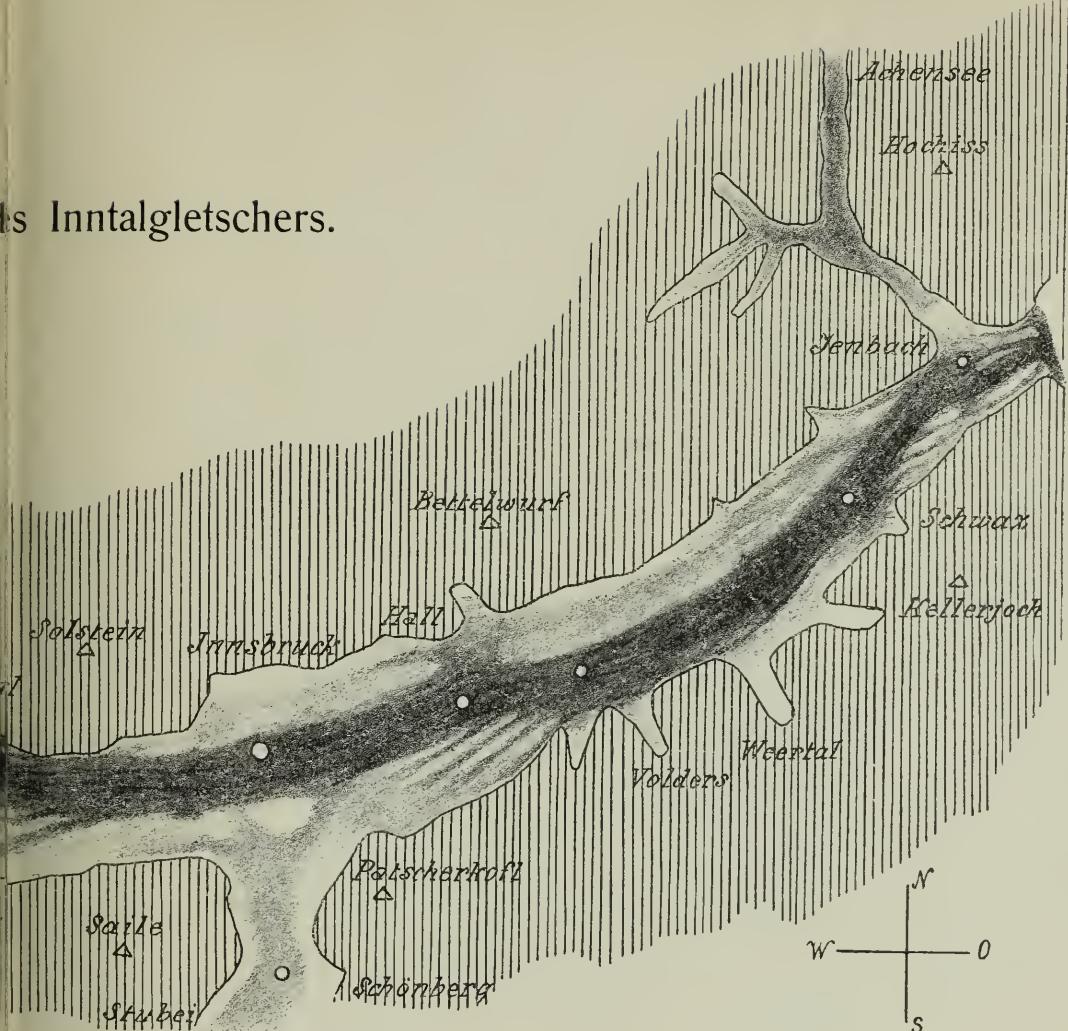
Terasse zwischen

500^m

N

Achensee 929^m

des Inntalgletschers.



des Inntales zwischen Telfs—Zillertal.

und Volders

Zillertal - 0
Mitterweerberg Schwarz
Mündung.

