

Nachträge zur Glazialgeologie des Oberinntales.

Von Otto Ampferer.

Mit 13 Zeichnungen.

In den Jahren 1933/34 sind von Herren Prof. Dr. F. Machatschek in den Mitteilungen der Wiener geographischen Gesellschaft zwei Arbeiten unter den Titeln „Tal- und Glazialstudien im oberen Inngebiete“ und „Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntales“ erschienen, die sich bald ablehnend, bald zustimmend zu meinen Arbeiten und Karten über diese Gebiete geäußert haben.

Dazu ist nun noch im Jahre 1935 die Arbeit von H. Bobek in diesem Jahrbuche „Die jüngere Geschichte der Inntalerrasse und der Rückzug der letzten Vergletscherung im Inntal“ getreten, ebenfalls mit neuen Beobachtungen und Schlußfolgerungen, die meine Stellungnahme herausfordern.

Wenn es sich, wie in meinem Falle, zumeist um Beobachtungen handelt, die stellenweise bis über 30 Jahre zurückliegen, so bleibt, sofern man die Angelegenheit ernst nimmt, wohl kaum etwas anderes übrig, als die betreffenden Gegenden nochmals zu besuchen. Ich habe dies im Spätherbste dieses Jahres für das Gebiet der Imster- und Mieminger Terrassen ausgeführt und bin dabei zu den hier folgenden Ergebnissen gelangt.

Ich möchte aber der Beschreibung meiner Beobachtungen noch folgende allgemeine Überlegungen vorausstellen.

Bei der Untersuchung der Schuttprofile habe ich, soweit als möglich, versucht, geologische Eigenschaften der verschiedenen Schuttarten in den Vordergrund der Beachtung und Darstellung zu bringen. Solche Eigenschaften sind die Größe, die Mischung, die Herkunft, die Verwitterung, die mechanische Beanspruchung, die Bindung, die Schichtung, die Lagerung der Gesteinskomponenten und ihre Vereinigung zu größeren Schuttkörpern.

Weitere Gegenstände der geologischen Betrachtung waren dann die Ausdehnung und Abgrenzung der Schuttverbände vor allem gegeneinander und gegen das Grundgebirge. Endlich waren die Wirkungen der bewegten Eismassen sowohl auf die Schuttkörper als auch auf das Grundgebirge fortlaufend zu beachten.

Für die Darstellung der Schuttprofile war es nötig, durchaus die gleichen Maßstäbe für Höhe und Länge zu verwenden und von den überhöhten Profilen abzurücken, welche immer störende Verzerrungen in die naturgegebenen Verhältnisse hineinbringen.

Die geographische Betrachtungsweise ist dagegen stärker auf die Formen als auf die Inhalte gerichtet. Auch geht sie immer gleich auf die Über-

sicht größerer Räume los, während die geologische Arbeit Stück für Stück aneinanderfügt und endlich eine Art Mosaikbild ergibt.

Es ist nun wohl kein Zweifel, daß beide Betrachtungsweisen ihre eigenen Vorteile und Nachteile haben und daher die Summierung derselben nicht immer einen wirklichen Fortschritt bedeuten muß.

Insbesondere gilt dies für den Fall, wenn der Nachfolger die Unterscheidungen des Vorgängers unschärfer verwendet oder ganz fallen läßt. Wenn z. B. der Vorgänger Grundmoräne und Schotter sorgfältig getrennt hat und der Nachfolger in solchen Fällen vielleicht nur von „schottriger Moräne“ spricht, so ist dies kein Fortschritt, sondern eine Rückkehr ins Ungegliederte.

Eine weitere Veranlassung zu erneuter Prüfung war für mich auch die Erfahrung, daß im ganzen Gebiete der Inntal-Terrassen zahlreiche neue Aufschlüsse durch Straßen-, Weg- und Hausbau sowie durch Abholzungen entstanden sind. Ebenso sind viele alte Bachanschnitte verrutscht und verschüttet worden, andere dafür frisch entstanden.

Die Fragestellungen, mit denen sich Machatschek beschäftigt hat, decken sich weitgehend mit meinen eigenen, dagegen hat Bobek seine Aufmerksamkeit vor allem auf die Umformungen gelenkt, welche die Inntal-Terrassen beim Abschmelzen der Würm-Vergletscher erfahren haben. Er kommt zur Anschauung, daß im Inntale weithin große Eismassen des Inngletschers bewegungslos wurden und an Ort und Stelle als Toteis zerfielen.

Mit dieser Seite des Terrassenproblems hatte ich mich überhaupt niemals abgegeben, und Bobek hat hier geistiges Neuland betreten.

Die Beobachtungen und Überlegungen, die ich hier vorlegen will, beschränken sich auf das Oberinntal in der Strecke Landeck-Telfs.

Für diese Gebiete habe ich bereits in früheren Jahren Beschreibungen, Profile und Karten geliefert, deren Angaben nun von F. Machatschek teilweise umgedeutet und berichtigt worden sind.

Es ist selbstverständlich, daß in so ausgedehnten und oft nicht gut erschlossenen Gebieten dem Nachfolger jeweils Fortschritte gegenüber seinem Vorgänger zufallen müssen. Wenn man aber das Glück hat, als Nachfolger einen Forscher vom Range von F. Machatschek zu erhalten, so ist es eine Freude, die Anwendung einer so reichen Weiterfahrung auf ein Gebiet zu verfolgen, in dem man durch lange Arbeitsjahre eine Art von geistigem Heimatrecht erworben hat.

Ich wende mich nun den Unterschieden unserer Auffassungen zu.

Interglazial im Oberinntale und Gurgltale.

Bei Beginn meiner geologischen Arbeiten im Inntale war noch die Vorstellung herrschend, daß die Sedimente der Inntal-Terrasse sich oberhalb des Eisriegels des Zillertalgletschers in einem Stausee von zirka 70 km Länge, 200 m Tiefe und einer mittleren Breite von 3-5 km abgelagert hätten. Diese Annahme erwies sich jedoch als unrichtig.

Ich konnte dieselben Sedimente im Bereiche des Inntales noch unterhalb der Mündung des Zillertales bis an den Rand der Kalkalpen verfolgen und weiter zeigen, daß die Verschüttung weit über 200 m Höhe

betrug und sich auch im Oberinntale wesentlich weiter hinauf erstreckte, als noch Penck in den „Alpen im Eiszeitalter“ angenommen hatte.

Diese Ablagerung, für welche Penck seinerzeit die „Achenseeschwankung“ konstruiert hatte, wurde als ein Gebilde des Riss-Würm-Interglaziales erkannt.

F. Machatschek kommt nun in seinen Arbeiten zu dem Ergebnisse, daß während des R.-W.-Interglaziales weder im Gurgltal bei Imst, noch auch im Inntale unter Landeck eine Talverschüttung stattgefunden habe.

„Die mit den jüngsten Moränen in Verbindung stehenden, sie unterlagernden Schotter kann man nicht gut als interglazial bezeichnen; sie wurden vorwiegend unmittelbar vor den neuerlich vorrückenden Eisströmen abgelagert und gehen nach oben in Moräne über, wurden also sofort von dieser, beziehungsweise dem Eise überlagert.“

Mit dieser Deutung kann ich mich nicht einverstanden erklären.

Die hier in Betracht kommenden Stellen wurden von mir im Laufe der geolog. Landesaufnahme im Bereiche der Terrassen Imst—Tarrenz, Imsterberg und Grins—Stanz entdeckt, abgebildet und beschrieben.

Ich habe an den von mir gelieferten Profilen und Beschreibungen nichts zu berichtigen, wohl aber zu zeigen, daß die Umdeutung von F. Machatschek nicht dem Naturbefunde entspricht.

Das Inntal ist auf der Strecke Imst—Landeck sehr stark verschmälert und beiderseits von steilen Felshängen eingefast.

Eine Aufbewahrung der interglazialen Verschüttung war daher in dem engen Talraume kaum möglich. Nur im Winkel bei Perjen und hinter dem Schutzpfeiler der Kronburg sind hier interglaziale Schotter erhalten geblieben. Der mächtige Eisstrom der Würmeiszeit hat hier in dieser schmalen und geraden Talfurche fast alle älteren Aufschüttungen hinausgefegt. Eine Erhaltung von interglazialen Sedimenten ist daher vielleicht nur unter der heutigen Schuttsohle des Inntales und in den geschützten schmalen Seitentälern zu erwarten. Der Untergrund des Inntales ist bisher durch keine Bohrung erschlossen worden.

Wohl aber finden sich in einigen kleineren Seitentälern Reste von interglazialen Ablagerungen aufbewahrt.

Ich will nur zwei Beispiele solcher Reste von interglazialen Ablagerungen hier genauer besprechen.

Das erste befindet sich im mittleren Teile des Stanzer Tobels nördlich von Landeck in einer Höhenlage von 1100 bis 1200 *m*.

Die geolog. Befunde wurden von mir im Jahrbuche 1930 kurz beschrieben und mit einer Profilkreihe auf Seite 427 näher erläutert.

Zu beiden Seiten des Stanzer Tobels liegen hier zwischen 1100 und 1200 *m* große Massen von gut gerollten, sehr bunt gemischten und horizontal geschichteten Inntalschottern. Sie enthalten zahlreiche kopfgroße, schön gerundete kristalline Gerölle. Eine kräftige Vergilbung zeigt die langandauernde Verwitterung dieser Schotter an. Überlagert werden die Schotter dann von typischer, stark bearbeiteter Grundmoräne des Inntalgletschers.

Diese Grundmoräne ist rein weiß und führt vorherrschend kalkalpine Geschiebe. Im untersten Teile ist sie durch Aufnahme von verwittertem Schottergut gelblich verfärbt. Die Grundmoränendecke schneidet die horizontalen Schotter schräg ab und überzieht dabei die seitlichen Felshänge.

Meine Erklärung dieses wichtigen Aufschlusses ist sehr einfach.

Die Talfurche war nach dem Rückzuge der R.-Eiszeit eine kahle, leere Felsform, in welche sich nun eine mächtige Verschüttung ergoß, die allmählig eine Mächtigkeit von zirka 400 *m* erreichte. Diese Schotter- und Sandmasse erlitt im Laufe der langen Zeit in den unteren Teilen eine Verkittung wie bei Perjen, in den oberen eine durchgreifende Verwitterung. Erst über diese verwitterten Innschotter drang dann neuerdings der Inngletscher der W.-Vergletscherung vor, der bis zu Höhen von 2400 *m* answoll.

Nach Machatschek waren die Vorgänge wesentlich andere.

Die Einlagerung der hochgelegenen Schotter soll sich am Rande des langsam wachsenden Inngletschers der W.-Eiszeit vollzogen haben. Beim späteren Weiterwachsen desselben wurde die kleine und ganz lokale Schotterablagerung dann von der Grundmoräne überzogen.

In Wörtern hört sich diese Deutung ganz einfach an, beachtet man aber ihre räumlichen Bedingtheiten, so tritt die Unmöglichkeit der Anordnung zutage.

Wir befinden uns hier in einer Schlucht des steilen Südhanges des Rauhenkopfs, der nahezu vollständig von Hauptdolomit aufgebaut wird. Derselbe erhebt sich bis zu 2812 *m* Höhe und bildet den östlichen Eckpfeiler der Parseierspitz-Gruppe. Wenn der Inngletscher an seinem Fuße bis zur Höhe von 1100 *m* angestiegen war, so ist es ziemlich wahrscheinlich, daß die gleichzeitigen Lokalgletscher der Parseierspitz-Gruppe ganz oder nahe bis zu diesem Talgletscher herabhingen. In diesem Falle wäre in der Schlucht hinter dem Talgletscher lokales Eis oder lokale Moräne zu erwarten. Aber auch ohne das Herabhängen des Lokaleises konnten in diesem Winkel niemals so bunt gemischte und gut gerollte Schotter aus dem Gletscherrande abgelagert werden.

Das hier hereindringende Eis des Inntalgletschers gehörte dem Seitengletscher des Stanzertales, und zwar dessen nordseitiger Faser an. Wie soll aus dieser Eisfaser nun so bunt gemischtes und gut gerundetes zentralalpines Gerölle abstammen? Dies ist unmöglich.

Warum soll denn beim Höherwachsen des gleichen Gletschers in derselben Schlucht plötzlich statt dieser typischen Flußschotter die normale Grundmoräne zur Ablagerung kommen?

Die Flußschotter und die stark bearbeitete Grundmoräne gehören nicht zusammen. Dies kann man mehrfach begründen.

1. Schneidet die Grundmoräne den Ausstrich der Schotter scharf schräg ab.
2. Besteht ein sehr großer Unterschied in Material und Bearbeitung der beiden Ablagerungen.
3. Ist das Material der Schotter tief verwittert, jenes der Grundmoräne frisch.
4. Enthält die Grundmoräne in ihren untersten Lagen ziemlich viel verwittertes Schottermaterial, das sie aus dem Untergrunde aufgenommen hat.

Schotter und Grundmoräne sind also von ganz verschiedener Zusammensetzung, außerdem durch einen schrägen Schnitt der Erosion und einen verschiedenen Grad der Verwitterung voneinander getrennt.

Sie können daher weder zeitlich, noch räumlich zusammengehörige Bildungen sein.

Dieselben Erfahrungen machen wir auch an der Südseite des Inntales, in der wilden Schlucht des Rüsselbaches (Saurer Schlucht), der vom Kreuzjoch in der Richtung gegen Mils zum Inn hinabfließt.

Auch hier findet sich ein Rest von interglazialen Schottern in einer Höhenlage zwischen 900 und 1000 m. Über dem Felsgrunde stellt sich zunächst eine wenig mächtige, liegende Grundmoräne ein. Darüber bauen sich bunt gemischte, grobe, gut geschichtete Schotter auf. Dieselben enthalten viele Gneise, Quarzphyllit, allerlei Kalke, Serpentin, Grünschiefer, Granite, also zahlreiche Gesteinsarten, die dem Einzugsgebiete des Rüsselbaches fremd sind. Die Schotter brechen in Steilrändern ab und zeigen gelblichgraue Verwitterungsfarben.

Über diesen Inntalschottern lagert mächtige, weißlichgraue, ungeschichtete Grundmoräne mit schön polierten und gekritzten Kalk- und Serpentin-Geschieben. Sie schneidet die Oberfläche der Schotter ebenso wie im Stanzer Tobel scharf schräg ab. Ein Profil dieses Aufschlusses habe ich im Jahrbuche 1930, Seite 437, gegeben. Die Schotter können auch hier nach ihrer Zusammensetzung nur Inntalschotter sein, die sich hier in der tiefen Schlucht vor der Abtragung gerettet haben. Zwischen den Schottern und der hangenden Grundmoräne liegt auch hier wieder ein scharfer Schnitt des Materials, der Erosion und der Verwitterung.

Die Terrasse von Imst bietet ebenfalls mehrfach in ihren Schluchten kleineren Resten von interglazialen Schottern und Sanden Unterkunft und Schutz. Ich erwähne hier nur die Fundstellen in den Schluchten des Palmers-, Malch- und Salvesenbaches. Auch diese Profile sind bereits im Jahrbuche 1915 ausführlich dargestellt worden.

Das Entscheidende bleibt auch da die Erhaltung von interglazialen Ablagerungen in seitlichen, geschützten Furchen und ihre spätere Eindeckung mit der gewaltigen Grundmoräne des Inngletschers der Würmeiszeit. Die einzelnen Reste des Interglazials sind hier nicht ganz gleichartig. Im Putzeloch ist ein Rest von vollbunten Inntalschottern zwischen 950 und 1000 m erhalten. Die horizontal geschichteten Schotter zeigen gelbgraue Verwitterung und werden scharf und schräg von grellweißer Inntaler Grundmoräne überdeckt, die zur Hauptsache aus dem Material von Wettersteindolomit besteht, aber überall vereinzelte kristalline Geschiebe enthält. Materialgegensatz, Diskordanz und Verwitterung scheiden beide Ablagerungen tief und vollständig.

Machatschek spricht an dieser Stelle von „zentralalpiner Grundmoräne“, die von kalkalpiner Grundmoräne überlagert werde.

Die Bezeichnung „zentralalpine Grundmoräne“ ist für diese typischen Flußschotter auf alle Fälle unzutreffend und verwirrend.

Der tiefe Einschnitt des Malchbaches hatte zur Zeit meiner Begehungen ein besonders reichhaltiges Interglazialprofil aufgeschlossen, dessen Befunde die Profile auf Seite 300 und 301 im Jahrbuche 1915 festhalten. Hier war die betonfeste Liegendmoräne prächtig aufgeschlossen und darüber Ton, kalkalpine Schotter und Sande sowie zentralalpine Schotter. Erst diese letzteren werden dann von der mächtigen Grundmoräne des Inntalgletschers flach und schräg eingedeckt.

Auf beiden Seiten der mächtigen Schlucht des Salvesenbaches sind die interglazialen Ablagerungen ebenfalls ausgezeichnet erschlossen.

Die Schlucht ist in die lebhaft gefalteten, steil stehenden Schichten von bituminösem Hauptdolomit eingeschnitten. Die Köpfe des Hauptdolomits sind zu beiden Seiten der Schlucht flach abgetragen. Auf dieser alten Einebnungsfläche lagert nun zunächst kantenbestoßener, vorzüglich lokaler Kies und Schotter des Salvesentales. Über diesem Lokalschutte stellt sich dann aber beiderseits der Schlucht eine Lage von horizontalem, grobem, vorherrschend zentralalpinem Schotter ein. Erst darüber breitet sich dann die typische, gleichmäßige Inntaler Grundmoränendecke aus.

Im Grunde liegt hier in der Salvesenschlucht dasselbe Profil wie in der Malchbachschlucht vor, nur ist der kalkalpine Anteil der Verschüttung im Salvesentale, dem weit größeren Einzugsgebiete entsprechend, auch ein größerer. Der Beitrag der Innaufschotterung ist hier nur eine schmale Bank von auffallend grobem Gerölle.

Fassen wir das Gemeinsame der hier besprochenen Profile zusammen, so sehen wir, wie sich auch im Oberinntale und im Gurgltale mehrfach in seitlichen Schluchten Einlagerungen von gut gerollten, bunt gemischten Innschottern erhalten haben. Diese Einlagerungen sind hier in Höhen zwischen 900 und 1200 *m* zu finden. In zwei Fällen ist auch noch die liegende Grundmoräne erhalten, in allen Fällen werden aber diese Schotterreste scharf und schräg von der mächtigen hangenden Grundmoräne abgeschnitten.

Die Schotter sind sowohl durch ihre gute Abrundung wie durch ihre bunte Zusammensetzung und stärkere Verwitterung von der einförmigen hangenden Grundmoräne zeitlich und räumlich klar geschieden.

Die hangende Grundmoräne greift in allen Richtungen weit über diese Schotterreste hinaus.

Der Versuch von Machatschek, Schotter und Grundmoräne als zusammengehörige Bildungen hinzustellen, enthält mehrere Irrtümer.

Die Schotter gehen nirgends in die hangende Grundmoräne über, sondern sind durch Unterschiede von Material, Lagerung und Verwitterung gut von ihr abgetrennt.

Weiter ist die Deutung dieser Schotter als Aufschüttung am Rande der vorrückenden Gletscher technisch unmöglich. Bei Ständen des Inntalgletschers zwischen 900 und 1100 *m* können in die seitlichen Schluchten der Kalkalpen nicht gut gerollte und so bunte Schotter aus den Zentralalpen eingefüllt werden, vielmehr wäre hier nur schlecht gerolltes und vor allem kalkalpines Schuttwerk zu erwarten.

Die Höhenlagen der verschiedenen Schotterreste (1100—1200 *m* nördlich von Landeck, 900—1000 *m* südlich von Mils, 900—1000 *m* bei Imst) wären auch nicht mit einem gleichzeitigen Stande des Inngletschers zu verbinden.

Zwischen Landeck (816 *m*) und Mils (737 *m*) wäre auf 12 *km* Entfernung ein Eisgefälle von 200 *m* zuviel, zwischen Mils (737 *m*) und Imsterau (705 *m*) wäre auf zirka 6 *km* Entfernung kein Gefälle doch zu wenig.

Endlich bleibt noch zu bedenken, daß an der Südseite des Gurgltales östlich von Strad ein zirka 4 *km* langer Streifen von interglazialen Inntalschottern und Sanden erhalten geblieben ist. Dieser Rest von Interglazial

ist durch Querschnitte in eine Reihe von Querschnitten aufgelöst, die bis zu Höhen von 962—1040—1100—1121—1027—1031—1100—1067 m aufsteigen.

Diese Anhöhen bestehen aus zentralalpinen Schottern in vollbunter Mischung und guter Rollung. Durch Aufgraben kann man sich leicht von ihrer Beschaffenheit überzeugen.

Auf dem östlichsten dieser Terrassenreste fand ich am Abhange gegen den Simmering auch noch graue, lehmige Grundmoräne mit gekritzten Dolomitgeschieben. Leider fehlt diese Eintragung auf Blatt „Zirl-Nassereith.“ Jedenfalls haben wir also hier im Gurgltale interglaziale Inntalschotter, die von 800 bis zirka 1100 m emporreichen und von der Hangend-Grundmoräne eingedeckt waren.



Fig. 1.

1 = Sande und Schotter, reich an Kristallin-Innschotter. 2 = Graue, lehmige Grundmoräne mit gekritzten Dolomitgeschieben und Kristallin. 3 = Hangschutt. 4 = Lehm.

Fig. 1 legt einen Schnitt quer durch das Gurgltal vor, aus dem man die Ursache der Erhaltung dieses Interglazials ohne weiteres erkennt. Die Hauptstromrichtung des Gletschers befand sich an der Gegenseite, wo die hangende Grundmoräne beim Umbau der Autostraße weithin am Fuße des Felshanges des Sinnes-Waldes erschlossen war. Hier ist der ganze Felsrücken vom Eise abgerundet und mit Gletscherschliffen und der Grundmoräne überzogen, die sich in vielen kleinen Resten bis zum Sinnesbrunnen (1523 m) verfolgen lassen. Offenbar hat der Gletscher hier die mächtigen interglazialen Schotter und Sande vollständig hinausgefegt, die auf der Gegenseite noch erhalten blieben und die Verbindung mit der großen interglazialen Aufschüttung herstellen, die zwischen Simmering und Wanneck bis zu einer Höhe von 1000 m emporreicht und dort von Grundmoräne eingedeckt wird.

Inndurchbruch von Karres.

Auch bezüglich dieser schönen und auffallenden Durchbruchstrecke ist Machatschek zu Vorstellungen gekommen, die von meinen Ergebnissen wesentlich abweichen.

Machatschek ist der Ansicht, daß die Sande und Schotter, welche die Terrassen südlich des Inndurchbruches aufbauen, nicht interglazial sind, sondern nur in Lücken zwischen den Zungen der Teilgletscher, wahrscheinlich beim Zerfall des Bühlgletschers,

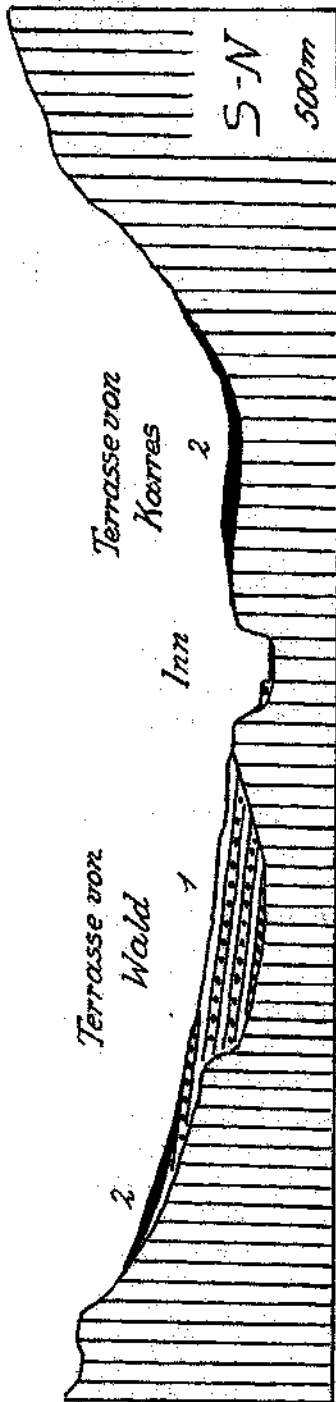


Fig. 2.

1 = Grobe Schotter, Sandlagen, vorwiegend aus dem Walder- und Pitztal hier aufgeschüttet. Teilweise verkitet.
2 = Hellgraue, lehmige, stark bearbeitete Grundmoräne, reich an Gneismaterial.

abgelagert wurden. Die von mir südlich der jüngeren Durchbruch-Schlucht nachgewiesene verschüttete, ältere Furche hält er nicht für einheitlich. Die Meinung von Wehrli, daß diese Furche tektonisch verbogen wurde, erscheint ihm unwahrscheinlich. Eine Rückkehr zur alten Auffassung einer Diffferenzstufe im Sinne Pencks hält er für die plausibelste Lösung.

Ich habe zu dieser Auffassung folgende Stellungnahme.

Die Terrassen an der Südseite der Innschlucht bestehen aus Bänder-tonen, Sanden und Schottern. Sie reichen bei der Terrasse von Arzl von zirka 700 bis 883 m, bei der Terrasse von Wald von zirka 700 bis zirka 1400 m empor. Die Terrasse von Arzl ist ziemlich gut eingeebnet, wird aber westlich von Arzl noch von einem Schuttrücken überlagert, der bis über 1000 m ansteigt und wahrscheinlich aus undeutlicher Grundmoräne besteht. Die Terrasse von Wald ist mehrstufig. Sie ist aus einem mächtigen Schütkegel herausgeschnitten, der sich bis zirka 1400 m Höhe ins Tal des Walderbaches hinaufzieht.

Südlich von Wald und zu beiden Seiten der Schlucht des Walderbaches wird diese grobe Schuttmasse von weißlichgrauer Grundmoräne überlagert.

Gegen die Deutung von Machatschek spricht zunächst die große Mächtigkeit der Ablagerung und die wenigstens teilweise Eindeckung mit Grundmoräne.

Um den Raum für eine so mächtige Ablagerung zu gewinnen, muß man den Inntalgletscher ganz abschmelzen lassen. In dem freigegebenen Raume soll nun eine Auf-

schüttung stattfinden, die stellenweise bis 1400 m ansteigt. Später sollen dann die Teilgletscher so stark anwachsen, daß sie auf diese Schutt-massen ihre Grundmoränen legen können.

Wir hätten also hier im Inndurchbruche ungefähr dasselbe Spiel, das wir für die Erklärung der hohen Schotterreste im Gurgl- und Inntale als unmöglich erkannt haben.

Während aber diese Schotterreste beim Vorrücken des Würmgletschers entstanden sein sollen, werden diejenigen neben dem Inndurchbruche in den Rückzug des Würmgletschers eingeordnet.

Die technischen Schwierigkeiten der Einschaltung werden aber auch beim Rückzuge des Würmgletschers nicht umgangen.

Wenn man den schematischen Querschnitt Fig. 2 betrachtet, so fällt gleich auf, daß nördlich des Inndurchbruches das Feisgehänge bis in große Höhe lediglich von stark bearbeiteter Grundmoräne überzogen ist, wogegen sich südlich des Inndurchbruches mächtige Massen von flach geschichteten Sanden und Schottern einstellen.

Diese große Ungleichheit der Talseiten bleibt unverständlich, wenn man annimmt, daß die Grundmoräne an der Nordseite und die Aufschotterung an der Südseite gleichzeitige Gebilde seien.

Eine solche reinliche Trennung der beiden Talseiten ist nur denkbar, wenn die Aufschotterung älter ist und einst das ganze Tal erfüllte und dann vom Gletscher der Würmeiszeit einseitig herausgeschürft wurde. Der umgekehrte Fall, daß die Auskleidung des Tales mit Grundmoränen der ältere Vorgang und die Einschüttungen mit Schottermassen der jüngere sei, führt nicht zum gewünschten Ziele, weil auf der ganzen steilen Nordseite eben keine Einschüttung mit Schottern oder Hangschutt mehr stattgefunden hat.

Aus diesem Grunde ist die Annahme einer älteren, interglazialen Verschüttung des Tales und einer nachfolgenden ungleichseitigen Ausräumung weit wahrscheinlicher.

Für die Ungleichheit der Ausräumung dürfte entscheidend gewesen sein, daß hier an der Südseite der mächtige Gletscher des Pitztales sowie die Lokalgletscher der hohen Wildgratspitze (2974 m) etwas schützend und ablenkend gewirkt haben.

Die Ähnlichkeit der beiden Querschnitte Fig. 1 und 2 tritt sofort ins Auge. Was nun die Beschaffenheit der von mir südlich der Innschlucht entdeckten alten, verstopften Talfurche betrifft, so halte ich die Überlegungen von Machatschek für berechtigt. Es ist wahrscheinlicher, daß es sich um zwei Furchen handle, die beide vom Pitztale her ihren Ausgang nahmen, wobei die eine Furche gegen die Inntal, die andere gegen Roppen zu verlief.

Die Möglichkeit einer Aufbiegung der Durchbruchstrecke, an die schon Penck und Wehrli gedacht haben, möchte ich nicht von der Hand weisen. Wir haben zur Erklärung des Riegels von Karres vor allem zwei verschiedene Wegbarkeiten.

Es kann sich entweder um eine tektonische Aufbiegung handeln oder um eine tiefere Ausschleifung des Gurgitales und eine nur relative Schonung des Riegels.

Die tektonische Erklärung ist nicht unwahrscheinlich. Die geologische Aufnahme hat gerade in diesem Gebiete auffallendes Querstreichen offenbart. Außerdem paßt der ganze Bau des Tschirgant gar nicht recht in seine weitere Umgebung hinein. Der Annahme, daß hier z. B. eine Verschiebung von O gegen W mit einer Verschleppung der Schichten stattgefunden habe, steht nichts im Wege. Es würde ja schon eine Aufbiegung im Betrage von zirka 100 m genügen, um den Riegel von Karres zu erklären.

Die glaziale Erklärung macht die Annahme, daß die Hauptstromrichtung des Eises nicht über den Riegel von Karres, sondern durch das Gurgltal ihren Weg nahm und dabei das Gurgeltal beträchtlich tiefer ausgeschürft wurde als der Riegel von Karres, der durch das am Tschirgant gestaute Eis des Pitztales vor gleich starker Ausschleifung bewahrt blieb.

Tatsächlich dürfte der Felsboden des Inntales unter der Imsterau und im Gurgltale wesentlich tiefer liegen als der heutige Schuttboden.

Es geht dies aus dem ungemein steilen Einschneiden der ausgeschliffenen Felshänge des Tschirgants unter das Gurgltal hervor.

Ich wäre nicht erstaunt, wenn der Felsboden erst 50 bis 100 m unter der heutigen Schuttsohle anzutreffen wäre.

Ob wir nun eine tektonische Aufbiegung oder Glazialerosion zu Hilfe rufen, in jedem Falle mußte sich hinter dem noch unzerschnittenen Felsriegel von Karres beim Abschmelzen des Eises der Inn zu einem See stauen, bis er entweder durch das Gurgltal oder über unsere Schwelle einen Ausweg fand.

Wie wir wissen, fand aber sowohl im M-R- als auch im R-W- Interglazial im Inntalgebiete eine gewaltige Schutttaufstauung statt, der gegenüber der Riegel von Karres keine Rolle spielen konnte. Er wurde von der 300 bis 400 m mächtigen Aufschüttung glatt überwältigt.

Erst als der Gletscherstrom der W-Eiszeit den größten Teil dieser Aufschotterung entfernt hatte, wurde auch der Riegel von Karres wieder bloßgelegt. Die Ausschürfung ist nach der Lage der Grundmoränen auf der Terrasse von Karres jedenfalls bis unter 800 m erfolgt.

Ob das Gurgltal in der W-Eiszeit ebenso tief wie zur Zeit der M- und R-Eiszeit ausgeschürft war, entzieht sich unserer Einsicht. Wieder mußte hier ein Stausee sich bilden, der diesmal aber durch das Gurgltal keinen Ausweg mehr fand und sich daher über den Karres-Riegel seinen Weg bahnte.

Die südliche, tiefere Furche war verstopft und der Inn folgte offenbar der tiefsten Ausschleifung des W-Gletschers. Die heutige schmale und leicht gebogene Durchbruchsstrecke ist zirka $3\frac{1}{2}$ km lang und durchschnittlich nur 40 bis 80 m in Triasdolomit, Raibler Sch., Partnach Sch. eingeschnitten. Die Pitztaler Ache mündet gleichsohlig, hat aber einen schmäleren und höheren Einschnitt. Der Einschnitt des Inns ist hin und hin von einer höheren Schotterbank begleitet, welche die Geleise der Eisenbahn trägt.

Der gleichwertige Einschnitt der Pitztaler Ache erlaubt eine nähere Einsicht in den Gang der Einschneidung. Über den Felsen der tiefen Schlucht liegt hier die Sand-, Schotterterrasse von Arzl.

In diese Lockermassen sind nun, wie Fig. 3 zeigt, eine ganze Reihe von parallelen Terrassen eingeschnitten, welche uns den ruckweisen Fortschritt der Sägearbeit deutlich zeigen.

Zu Beginn derselben muß die Ache auf der Höhe der Arzler Terrasse geflossen sein. Das ist ein sehr merkwürdiger Befund, wenn man beachtet, daß die wesentlich tiefere Terrasse von Karres (837 m) keine Zeichen von entsprechenden Innterrassierungen eingepägt zeigt.

Man kann bei dieser Sachlage daran denken, daß vielleicht der Pitztalgletscher früher zurückging als der Inntalgletscher und die Terrassen

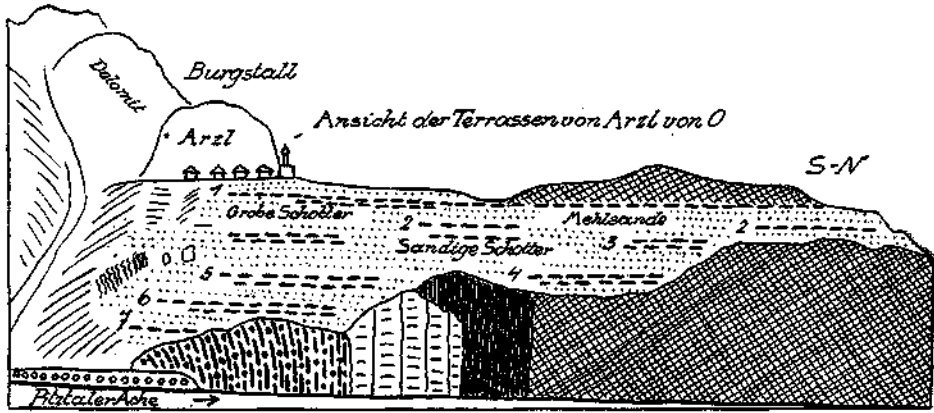


Fig. 3.

Diese Ansicht zeigt das ruckweise Tiefschneiden der Pitztaler Ache, die anfangs auf der Höhe der Arzler Terrasse floß. Man kann 7 bis 8 Einschneidestufen beobachten.

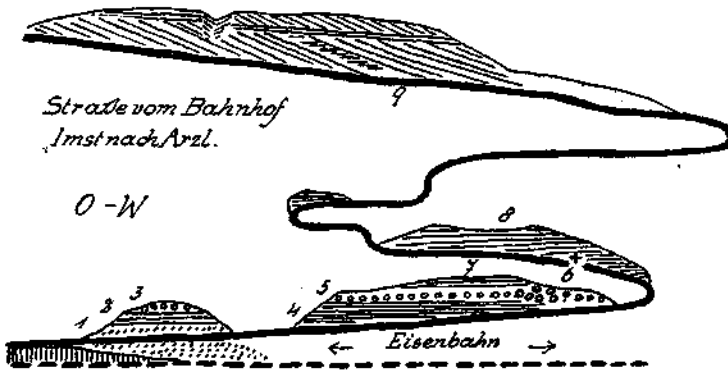


Fig. 4.

1 = Deutliche Grundmoräne. 2 = Geschichtete, lehmige Lagen. 3 = Schotterlagen.
 4 = Graue, feingeschichtete, feste Mehlsande. 5 = Schotterlagen.
 6 = Grober Blockschotter. 7 = Sand und Schotter wechselnd. 8 = Sand- und Kieslagen.
 9 = Mehlsande in zwei Schräglagen (20°–25°). + = Stelle des Detailbildes, Fig. 5 b.

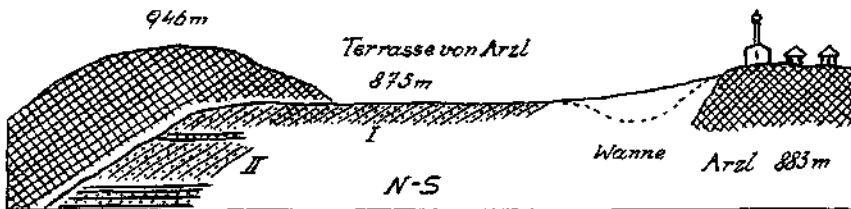


Fig. 5 a.

I = Obere Schrägschichtung der Arzler Terrasse. II = Untere Schrägschichtung.
 Beide Schrägschichtungen bestehen aus Mehlsanden. Die Wanne liegt zwischen dem Felsrücken von Arzl und der oberen Schrägschichtung.

von Arzl-Wald bereits eisfrei waren, während auf der Terrasse von Karres noch Eis lag. In diesem Falle wäre es möglich, daß die Pitztaler Ache entlang des Inntalgletschers einen Ausweg fand und sich tiefer in die Schuttmassen einschneiden konnte.

Nach der Lage der Grundmoränen auf dem Felsriegel von Karres kann hier die sperrende Felsschwelle kaum die Höhe von 800 m erreicht haben. In dieser Höhe muß wohl dahinter lange Zeit ein Inntalstausee gelegen haben.

Diese Annahme macht auch Machatschek, nur will er diesen See bis zur Höhe der Terrasse von Arzl, also über 870 m hoch, gespannt sein lassen. Ich halte eine so hohe Spannung neben der weit niedrigeren Terrasse von Karres für ausgeschlossen. Auch Wehrli hat in seiner Arbeit „Monographie der interglazialen Ablagerungen zwischen Rhein und Salzach“ im Jahrbuche 1928 nur mit einem Seestande von zirka 800 m gerechnet. Die Struktur der Terrasse von Arzl war beim Bau der neuen Pitztalstraße seinerzeit ziemlich vollständig erschlossen. Ich lege hier ein Bild der Aufschlüsse in Fig. 4 vor und füge folgende Erläuterungen hinzu.

Auffallend ist an dieser Schichtfolge die große Mächtigkeit von gelblichen, feinen, quarzreichen Sanden, die zweimal ausgesprochene Schrägschichtung aufweisen. Die tiefere Schrägschichtung zeigt ein Einfallen von O gegen W, die höhere ein solches von SO nach NW. Zwischen beiden Schrägschichtungen liegt horizontal geschichteter Sand. Die obere Schrägschichtung wird von der Oberfläche der Terrasse glatt geschnitten (Fig. 5 a). Sie erreicht also eine Höhe von über 875 m. Die untere Schrägschichtung dürfte etwas über 800 m Höhe besitzen.

Mit dem Stausee hinter dem Riegel von Karres kann man diese beiden zusammengehörigen Deltaschüttungen ihrer Höhe wegen wohl nicht verbinden. Offenbar handelt es sich um Deltaschüttungen innerhalb der großen Talverschüttung während des R-W-Interglazials. Es ist von Interesse, daß unterhalb dieser Schrägschichtungen beim Straßenbau eine Stelle angeschnitten war, welche, wie Fig. 5 b angibt, eine rostige Verwitterungsgrenze zwischen Bänderthon im Liegenden und Kies im Hangenden bloßlegte. Diese Verrostungszone sowie die durchgreifende gelbliche Verwitterungsfarbe weisen ebenfalls auf ein höheres Alter hin.

Die Begründung, welche Machatschek für eine Spannung des Stausees hinter dem Karres-Riegel bis auf 870 m ins Feld führt, liegt in einzelnen Schrägschichtungen, die in Schottergruben im Gurgltale in dieser Höhenlage zu finden sind.

Diese Schrägschichtungen waren mir ebenfalls bekannt, doch schienen sie mir zu wenig ausgedehnt, um aus ihnen auf einen so hohen Seestand schließen zu können.

Die eine Schottergrube oberhalb der Kirche von Tarrenz habe ich seinerzeit schon mit Penck besucht, der gleich die Deltaschüttung bemerkte und als Seestandzeichen deutete. Ich halte dies nicht für so sicher, weil es sich leicht um eine kleine Wasserlake handeln kann, die hier der Salvesenbach zugeschüttet hat. Übrigens zeigte diese Schottergrube (Fig. 6) im Jahre 1912 zwei Schrägschichtungen übereinander. Die Schrägschichtung bei der sogenannten Mauschelmühle, 1 $\frac{1}{2}$ km nord-

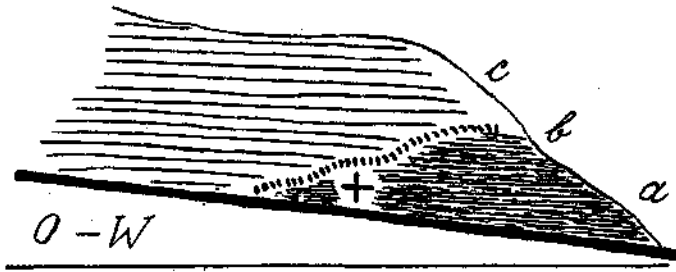


Fig. 5b.

a = Feingeschichteter, gelber Bänderton. *b* = Rostige Zone von kleinen Geröllen.
c = Sand und Kieslagen oder feiner Schotter.

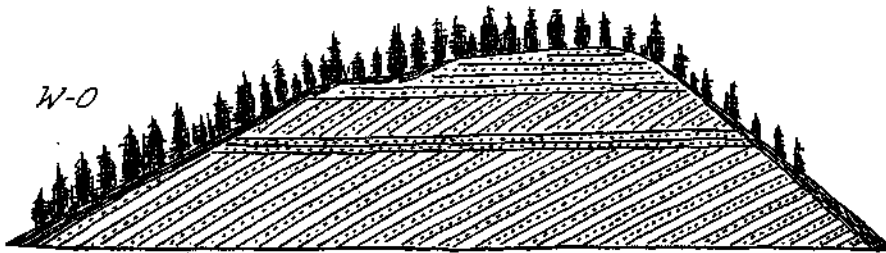


Fig. 6.

Schottergrube ober der Kirche von Tarrenz im Jahre 1912.
 Der Hauptdolomit Kies zeigt zwei Schrägschichtungen und enthält ziemlich häufig kristalline Gerölle.

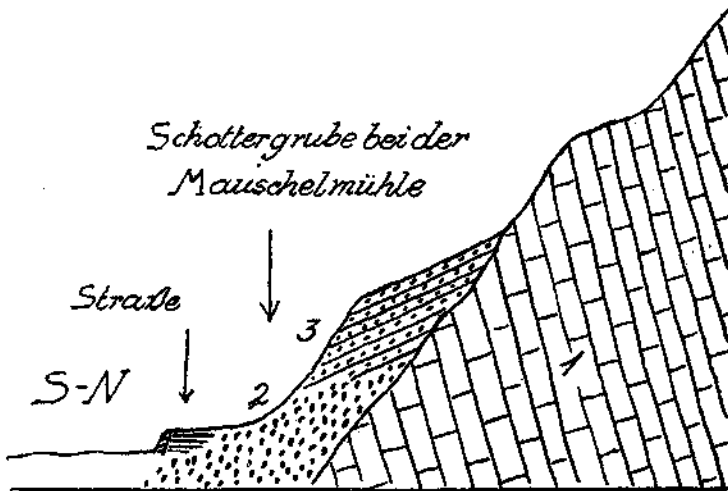


Fig. 7.

1 = Hauptdolomit. 2 = Lehmige, gelbliche Grundmoräne mit guten gekritzten Geschieben und kristallinen Geröllen. 3 = Steilgeschichteter, feinerer kalkalpiner Schutt. Kantenbestoßenes Material, nur selten kristalline Gerölle. Ursache der Schrägschüttung der Felssteilhang:

östlich von Tarrenz, hat nach meiner Meinung überhaupt mit keinerlei Seestand etwas zu tun. Wie Fig. 7 darlegt, befinden wir uns hier knapp an einem Felssteilhange, über den gleich daneben ein Wasserfall stürzt. In der Schottergrube ist unten lehmreiche, gelbliche Grundmoräne mit Kristallingeröllen und guten, gekritzten Kalkgeschieben zu sehen. Darüber liegt steil geschichteter, feinerer kalkalpiner Schutt, kantenbestoßenes Material mit vereinzelt kristallinen Geröllen. Hier handelt es sich wahrscheinlich um Grundmoränenmaterial, das von der Terrasse von

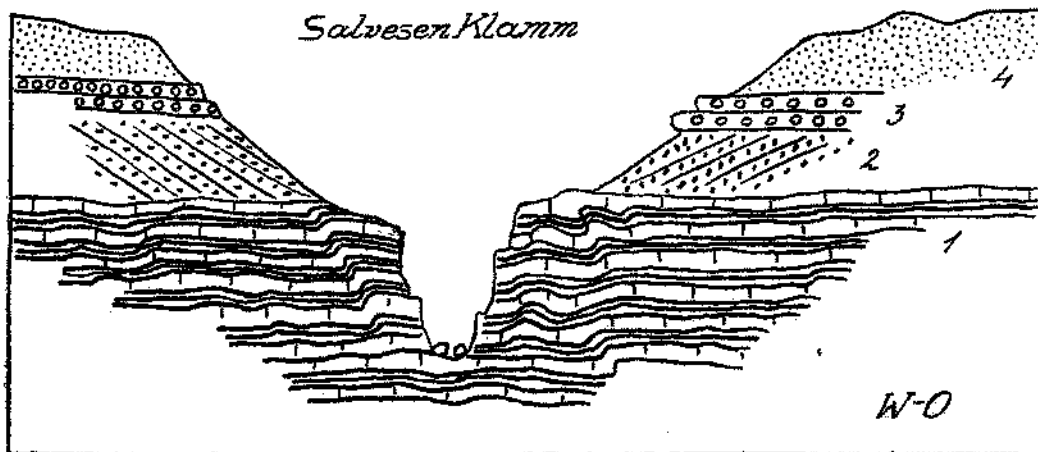


Fig. 8.

1 = Hauptdolomit, reich an bituminösen Lagen. 2 = Feinerer, wenig abgerollter, lokaler Kies und Schotter mit vereinzelt kristallinen Geröllen. Schrägschichtung gegen die Salvesen Klamm. 3 = Grobes, verkittetes Gerölle, viele kristalline Gerölle. 4 = Typische Grundmoräne des Inn-gletschers, viele deutlich gekritzte Geschiebe, dicht und kleinstückig gefügt, wenig Kristallin.

Obtarrenz über das steile Felsgehänge herabgeschwemmt wurde. Die Ursache der Schrägschichtung ist die Schüttung über das steile Felsgehänge.

Auch die Schrägstruktur in der Sandgrube südlich von Imst beim Zilleler Waldele geht auf dieselbe Ursache zurück. Hier wurde der Dolomitkies über steile Gletscherschliffe herabgeschüttet und erhielt so Schrägstruktur. Auch auf der Terrasse von Karres ist ein Beispiel dieser Art von Steilschüttung gleich westlich von Karres zu sehen, Hier handelt es sich um Grundmoräne, die vom höheren Steilgehänge herabgeschwemmt und später verkittet wurde. Diese Schüttung reicht bis zur Straße (824 m) herab.

Ich möchte mit diesen Beispielen nur zeigen, daß man diese vereinzelt, meist wenig ausgedehnten, rein lokalen Schrägschichtungen kaum zur Konstruktion von einheitlichen großen Stauseeniveaus benutzen kann. Außerdem hat Machatschek gerade die weitaus größte Schrägschichtung dieses Gebietes, jene zu beiden Seiten der tiefen Salvesenschlucht, nicht für eine solche Stauseekonstruktion herangezogen.

Diese Schrägschichtung beherrscht die Schuttzone zwischen 950 und 1000 m unmittelbar über der Einebnungsfläche der steil gestellten bitu-

minösen Hauptdolomitschichten beiderseits der Schlucht, wie Fig. 8 andeutet. Die Schrägschichtung wird durch eine horizontal gelagerte Bank von grobem Inngerölle abgeschlossen.

Auch diese wesentlich ausgedehntere Schrägschichtung würde ich nur für das Anzeichen einer lokalen Seeverlandung halten und mit keinem großen Inntalstausee in Verbindung bringen.

Dieser Stausee, welchen die Schrägschotter der Salvesenschlucht verkünden, gehört natürlich in den Besitzstand des R-W-Interglazials.

Übrigens sind auch in der Malchbachschlucht in ähnlicher Höhenlage Schrägstrukturen in interglazialen Konglomeraten abgebildet, die vielleicht derselben Wasserstauung angehören. Sie sind aber wesentlich geringer in ihren Dimensionen. Die Stelle habe ich bereits im Jahrbuche 1915 auf Seite 300 und 301 profilmäßig dargestellt.

Jedenfalls möchte ich dem Stausee hinter dem Karres-Riegel keine Höhe über 800 *m* zuschreiben.

Bekanntlich liegt im Gurgltale eine mächtige Ablagerung von Bändertonen, die sich von der Imsterau bis Seehaus auf eine Strecke von zirka 8 *km* verfolgen läßt. Ihre Mächtigkeit ist durch eine Lehmgrube südlich von Imst mit 30 *m* weder gegen oben noch gegen unten erschöpft.

Der Lehm reicht von etwa 725 *m* an seinem Süden bis über 800 *m* an seinem Nordende empor. Schon von Penck, dann von Wehrli und zuletzt von Machatschek ist dieses mächtige Bändertongelager als Zeugnis der Verlandung eines Innstausees hinter dem Riegel von Karres betrachtet worden. Wenn dies stimmt, so hätte man hier in den fein geschichteten Bändertonen einen Zeitmaßstab für die Verlandung dieses Staures bis zum Beginn des Einschneidens der Sperre, wobei allerdings die Ausmessung der Feinschichten ziemlichen Schwierigkeiten begegnen dürfte.

Ich selbst habe diesen Bändertonen ein höheres Alter zugeschrieben und dieselben mit der Talverschüttung im R-W-Interglazial verbunden, wobei sie zeitlich den Bändertonen und Mehlsanden der Terrasse von Arzl entsprechen würden.

Es erscheint mir aber auch die Einordnung dieser Bändertone in die Zeit des Rückzuges der W-Vergletscherung nicht ausgeschlossen, wenn es auch ziemlich auffällig ist, daß ein Stausee von dieser Ausdehnung auf 8 *km* Länge ganz mit feinem Schlamm verlandet wurde.

Dies scheint mir bei weit ausgedehnterer Talverschüttung leichter möglich zu sein.

Ich will nochmals die geologischen Erfahrungen über den Inndurchbruch von Karres überschauen und dabei in aller Kürze folgende Ergebnisse mit und gegenüber Machatschek festhalten.

Das Oberinntal zeigt in der Gegend des Riegels von Karres einen großräumigen Talhohlraum mit breit entwickeltem Felsboden. In diesen Felsboden sind mehrere schmälere Furchen eingeschnitten, und zwar an der Südseite zwei vom Pitztale ausgehende, heute verschüttete Rinnen und weiter nördlich die offene Durchbruchsstrecke des Inns.

Für die zwei südlichen Talfurchen schließe ich mich der Ansicht von Machatschek an, daß dieselben keinen einheitlichen alten Innlauf, sondern verlassene Talwege der Pitztaler Ache vorstellen.

Was nun die Hochschaltung des Felsriegels von Karres betrifft, so kann dieselbe entweder durch tektonische Aufwölbung oder durch stärkere Ausschleifung des Gurgltales entstanden sein.

Für eine tektonische Bildung der Felschwelle sprechen die ungemein gestörten Lagerungen im Bereiche der Durchbruchsstrecke. Ist die Bildung der Schwelle aber nur auf eine tiefere Ausschleifung des Gurgltales zurückzuführen, so haben wir wahrscheinlich einen Vorgang vor uns, der sich bei jeder Großeiszeit wiederholte.

Zumindest ist nach dem Rückzuge der M-R und der W-Eiszeit mit ähnlichen Bedingungen, also Ausschleifung des Gurgltales, Schonung des Riegels von Karres, Aufstau eines Innsees mit nachfolgender Verschüttung zu rechnen. Für zwei Talverschüttungen lassen sich beim Riegel von Karres auch geologische Beweise angeben, für eine ältere, deren Reste die Terrassen von Arzl-Wald vorstellen, und die bis zu großen Höhen (über 1000 m) erfolgte, und für eine jüngere, deren Sedimente nur bis zirka 800 m emporreichen.

Vor den interglazialen Verschüttungen muß der Inn durch das Gurgltal einen Ausweg gefunden haben, sonst könnte hier nicht die Pitztaler Ache eine selbständige Furche ausgegraben haben.

Dies war nur bei einer Ablenkung des Inns ausführbar. Die letzte interglaziale Verschüttung hat dann diese Furchen verstopft.

Während der W-Eiszeit lagen gewaltige Eismassen über unserer Schwelle, die den größten Teil der Aufschotterungen entfernten. Diese Ausräumung war ungleichseitig und betraf den nördlichen Teil des Talquerschnittes schärfer als den südlichen. Auch scheint der Pitztalgietscher früher abgeschmolzen zu sein, während der Oberinntaler Gletscher vielleicht als Toteis liegen blieb. Infolgedessen begann die Pitztaler Ache früher mit ihrer Sägearbeit.

Ich stimme Machatschek gerne zu, daß die heutige Oberfläche der Terrasse von Arzl nicht vom Eise ausgeschliffen ist. Sie wurde aber von der Pitztaler Ache abgetragen und eingeebnet, sonst könnten die Köpfe der Schrägschichtung nicht offen zutage austreichen. Nach dem Abschmelzen des Eises auf der viel tieferen Terrasse von Karres begann die Stauung des Innsees bis etwa auf 800 m Höhe und die Durchsägung der Schwelle, die heute im wesentlichen vollendet ist.

Wir haben also zwei Zerschneidungen des Felsriegels von Karres, eine ältere durch den Abfluß der Pitztaler Ache und eine jüngere durch den Inn und die Pitztaler Ache. Bei der ersten Zerschneidung hat der Inn nicht mitgeholfen, wohl aber bei der zweiten.

Endmoränenwälle des Inngletschers bei Starkenberg.

Zwischen Imst und Tarrenz ist der Felsstufe eine breitere Schuttterrasse vorgelagert, welche eine Länge von zirka $2\frac{1}{2}$ km, eine Breite von annähernd 1 km und eine Höhe von zirka 200 m aufweist. Sie besteht aus Sanden, Kiesen, gut gerollten und außerordentlich bunt gemischten Inngeröllen. Wir haben also einen Rest unserer interglazialen Talaufschüttung vor uns, wie wir einen solchen auf der Südseite des Gurgltales beschrieben haben.

In diese Sand-, Schotterterrasse ist nun eine tiefere Talfurche eingeschnitten, die von Imst her bis zu einem flachen Sattel von 903 m Höhe ansteigt und dann mit flachem Gefälle gegen Schloß Neustarckenberg sinkt. In dieser ziemlich breitsobligen Talmulde liegt der künstlich gestaute kleine Schloßweiher.

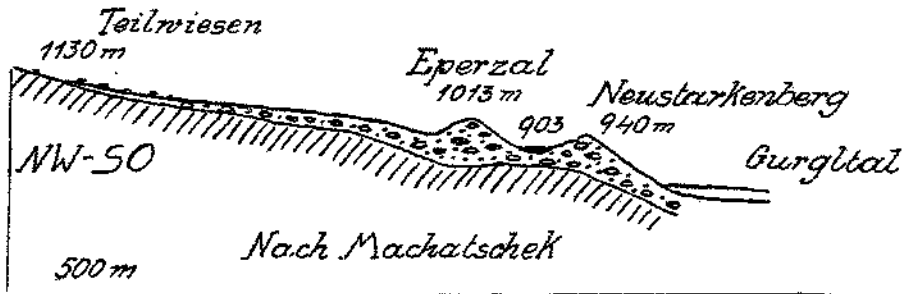


Fig. 9a.

Auf dem Grundgebirgssockel liegen zwei Ufermoränenwälle des Inngletschers.

Ich habe diese Mulde und die beiderseitigen Hänge oftmals begangen und nie daran gezweifelt, daß wir hier eine Furche vor uns haben, die der Inngletscher ausgeschürft und teilweise auch mit dünner Grundmoräne überzogen und mit erratischen Blöcken überstreut hat.

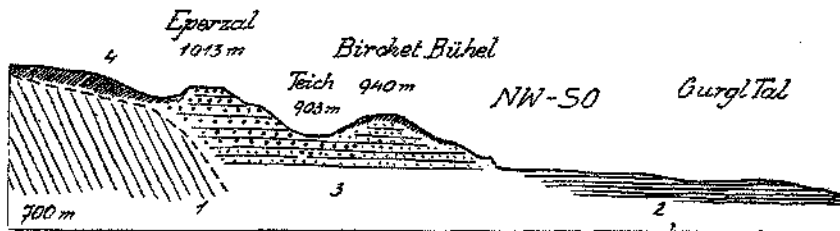


Fig. 9b.

1 = Hauptdolomit. 2 = Bänder-tonlager. 3 = Mehlsande, die nach oben in gröbere, sehr bunte Innschotter übergehen. 4 = Grundmoräne des Inngletschers, welche den Birchet Bühel überkleidet.

Machatschek ist nun zu einer ganz anderen Vorstellung gekommen.

„Ganz abweichend aber von der Darstellung der geologischen Karte ist meine Auffassung der Ablagerungen zwischen Oberimst und Starckenberg. Hier erstreckt sich in der Richtung des Haupttales nach NNO, steil abfallend zu diesem und zu einer wiesenbedeckten Talung im W, in der der Schloßweiher aufgestaut ist (903 m), ein in zahlreichten Kuppen, ebenen Platten und Sätteln auf- und absteigender Rücken (Birchet Bühel, 942 m). Die Karte gibt hier und in der Talung „interglaziale Terrassensedimente“ an. Aber eine Reihe deutlichster Aufschlüsse zeigt nahe dem Südende der Talung im Abfall des Rückens lehmige Grundmoräne in dicken Lagen, auf seiner Höhe liegen riesige Gneisblöcke in Moräne eingebettet, bei Schloß Starckenberg und längs der zu diesem führenden Straße ist an zahllosen Stellen bald mehr schottrige, bald mehr lehmige Moräne aufgeschlossen. Unzweifelhaft handelt es sich bei diesem Rücken nach Form und Inhalt um einen Ufermoränenwall, der einer schon sehr zusammengeschrumpften Eiszunge im Gurgltale angehört.“ Nördlich von diesem Wall hält dann Machatschek auch noch den Eperzal-Rücken (1013 m) für einen parallelen Ufermoränenwall, der einem etwas größeren Gletscherstande entsprechen soll.

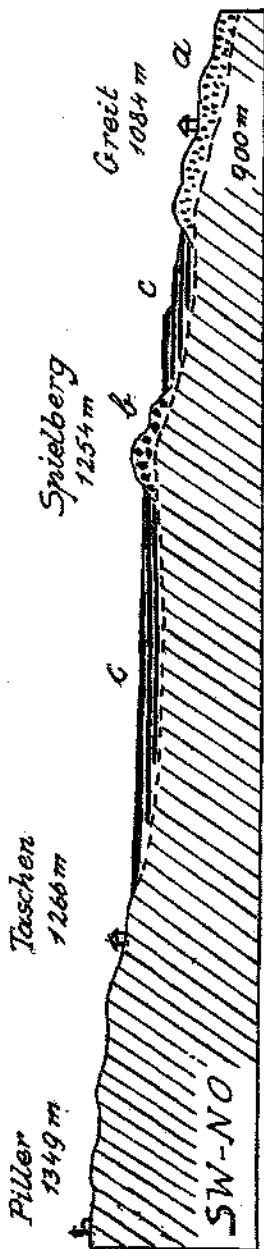


Fig. 10.

a = Weißliche Gneisgrundmoräne des Pitztalgletschers.
b = Grobblockige, ungeschichtete Randmoräne des Pitztalgletschers.
c = Große geschichtete lokale Schotter- und Sand-Staubbildungen hinter *a* und *b*.

Ich habe im Spätherbste 1935 dieses Gebiet noch einmal begangen.

Ich kann mich hier der Deutung von Machatschek nicht anschließen und stelle meinen Querschnitt (Fig. 9*b*) dem seinigen gegenüber (Fig. 9*a*). Wenn man die Auffassung dieser Rücken als Ufermoränenwälle festhalten will, so muß man einen Stand des Inngletschers von annähernd gleicher Höhe voraussetzen. Ein solcher Stand würde auch genügen, um das Eis des Inngletschers noch über die Terrasse von Karres (837 m) zu führen. Nun gibt es tatsächlich in diesem Gebiete einen unzweifelhaften Randwall des Inngletschers, der sich in dem versteckten Winkel zwischen Kopfschwindel und Karreser Alpe erhalten hat. Hier liegt ein Randwall von zirka 600 m Länge aus zentralalpinem Schutt mit vielen Gneisblöcken. Es ist nur grobes Material ohne gekritzte Geschiebe vorhanden. Der Wall reicht von zirka 900 m bis über 1000 m empor. Dies wäre mit den Wällen bei Starkenberg wohl vereinbar.

Außerdem habe ich noch im Pitztale auf der Strecke von Wens zum Piller Sattel zwei klare Randwälle des Pitztalgletschers kennengelernt, deren Lage Fig. 10 verzeichnet.

Auch diese Wälle können möglicherweise mit den Wällen von Neustarkenberg in Zeitvergleichung gesetzt werden. Trotz dieser Verkettungsmöglichkeit mit sicheren Randmoränenwällen bestehen starke Zweifel an der Ufermoränennatur der Starkenberger Wälle.

Zunächst besteht gerade der Eperzal-Rücken aus sehr bunt zusammengesetzten und prächtig abgerollten Innschottern. Auch trägt der Eperzal-Rücken, auf dem früher eine Aussichtswarte stand, eine ziemlich breite, ebene Gipfelfläche, was ich bei Randmoränenwällen bisher nie gesehen habe. Jedenfalls unterscheidet sich der Eperzal-Rücken in seinem Aufbau in keiner Weise von den westlich benachbarten Höhen aus interglazialen Schottern zwischen Schweintal und Malchbach-Schlucht, die auch noch oben mit typischer Grundmoräne eingedeckt sind.

Was nun den Birchet Bühel betrifft, so zeigt derselbe äußerlich mehr Ähnlichkeit mit einem Randmoränenwall, aber auch dieser niedrigere Rücken trägt im größeren, südwestlichen Abschnitte eine verbreiterte

Oberfläche, das Birchet Feld, wie solche Flächen bei Randmoränen wohl kaum vorkommen. Überdies beteiligen sich an seinem Aufbaue ausgedehnte Mehlsandlager, teilweise in Schrägschüttung. Die Überstreuung mit erratischen Blöcken ist auf Eperzal und Birchet Bühel nicht dichter als auf der ganzen Imster Terrasse. Eine Anhäufung von Blöcken ist hier keineswegs vorhanden. Ebensowenig fand ich typische Grundmoräne, wohl aber an mehreren Stellen vereinzelte gekritzte Geschiebe und kantiges Material, mit geroltem Kreuz und quer gestellt.

Die Gneise sind verwittert und die Gerölle von Kalkkrusten umgeben. Man empfängt den Eindruck, daß Moränenmaterial, wenigstens teilweise, den Rücken überzieht. Der Höhenrücken des Birchet Bühels ragt mit 942 m zirka 140 m über den Lehm Boden des Gurgitales empor. Dies ist für einen Randmoränenwall eine auffallend große Höhe.

Was nun die Lage dieser beiden Wälle betrifft, so sind sie vollständig ins Berggehänge eingefügt, springen also nicht etwa gegen das Tal zu irgendwie selbständig vor. Sie sind aus einem großen Terrassenkörper heraus modelliert und nicht als selbständige Formen aufgeschüttet.

Nach ihrem Aufbau aus Mehlsanden und vollbunten Inntalschottern halte ich sie für Teilstücke der interglazialen Inntal Terrasse. Sie wurden vom darüberziehenden Inntalgletscher ausgefurcht und beim Rückzuge mit Moränenschutt und erratischen Blöcken bedeckt.

Auch nach Höhe und horizontaler Begrenzung schließen sie sich völlig den benachbarten Terrassen an. Auch besitzen sie keine selbständigen Aufschüttungsformen.

Mieminger Hochfläche.

Von dieser Hochfläche hat Machatschek eine Kartenskizze 1 : 100.000 veröffentlicht, welche sich ebenfalls teilweise von meiner Karte 1 : 75.000 unterscheidet.

Die Unterschiede entstehen hauptsächlich dadurch, daß Machatschek östlich von Untermieming und Wildermieming einen breiten Streifen von Inntalschottern als Grundmoräne bezeichnet und außerdem spätglaziale Schotter ausscheidet, die ich zum Alluvium gezogen habe.

Bezüglich der Verbreitung der interglazialen Terrassenschotter möchte ich an meiner alten Darstellung festhalten, dagegen muß ich Machatschek in zwei anderen Fragen Recht geben.

Die erste betrifft die von mir zwischen Simmering und Grünberg eingetragene Lokalmoräne, welche Machatschek ganz richtig als Inntaler Grundmoräne erkannt hat.

Vor 30 Jahren waren hier in den Wäldern nur schlechte Aufschlüsse. Heute ist weithin abgeholzt, und die Forststraße hat gute Anschnitte geschaffen, die leicht die typische, stark bearbeitete Grundmoräne erkennen lassen. Diese Grundmoräne wurde hier in den geschützten Bergwinkel in gewaltigen Massen hereingestaut und aufgespeichert. Nach dem Rückzuge des Eises schnitt die Erosion in diese Grundmoräne tiefe, parallele Furchen ein, zwischen denen nur schmale Schneiden stehenblieben. Heute sind die Furchen und Schneiden als Erosionsgebilde mit Aufschüttungswällen nicht mehr zu verwechseln.

Die andere Frage betrifft Reste einer älteren interglazialen Nagelfluh im Einschnitte des Strangbaches, die ich auf meiner Karte nicht von den jüngeren konglomerierten Schottern und Sanden geschieden habe. Die älteren Konglomerate enthalten feinkörnige, überwiegend kalkalpine Gerölle, während die jüngeren Konglomerate hauptsächlich zentralalpine Gerölle führen.

Die Trennung zwischen älterem und jüngerem Glazial ist aber bei Mötztal bei weitem nicht so deutlich wie etwa bei Holzleithen, bei Tarrenz oder gar nördlich von Innsbruck.

Was nun die Behauptung von Machatschek anlangt, daß auf der Mieminger Hochfläche östlich der Schlucht des Klammabaches keine interglazialen Terrassensedimente mehr auftreten, so muß ich dagegen Einspruch erheben. Der tiefere, östliche Anteil der Mieminger Hochfläche wird von Schottern gebildet, die 60 bis 70 % zentralalpine Komponenten führen. In der typischen Grundmoräne beträgt der zentralalpine Anteil kaum 10 %. Aus diesem Grunde wittern aus Grundmoränenböden relativ nur wenig zentralalpine Gerölle aus.

Freilich finden sich in diesen Gebieten auch vereinzelte Stellen, wo wirkliche Grundmoräne ansteht. Dies ist nicht verwunderlich, da ja die ursprüngliche, mächtige Grundmoränendecke nicht überall gleich sauber abgeschwemmt wurde.

Während im westlichen Teile der Mieminger Hochfläche die Grundmoränendecke bis zu 150 m Mächtigkeit erreicht, ist im östlichen diese Decke größtenteils zerstört und die interglazialen Schotter treten offen zutage.

Hier gibt es nirgends mehr solche prachtvolle Profile in der typischen Grundmoräne wie in den Gegenden von Mötztal, Obsteig, Holzleithen.

In dem Versuche, den Besitzstand des R-W-Interglazials abzubauen, geht Machatschek so weit, die konglomerierten Sande und Schotter des Klammabaches bei Mötztal und jene des Strangbaches bei Holzleithen voneinander zu trennen und zu lokalen Staubbildungen beim Vorrücken der Vergletscherung zu machen. Machatschek übersieht hier einige weite Zusammenhänge und Gemeinsamkeiten.

Wir haben bei Imst, bei Tarrenz, bei Mötztal in sehr tiefer Lage die Reste von ganz gleichartigen kalkalpinen, alten Konglomeraten. Diese Reste sind tief abgetragen und werden von mächtigen zentralalpinen Innsanden und Schottern überlagert. Diese Überlagerung wird von typischer, stark bearbeiteter Grundmoräne der Würm-Eiszeit abgeschrägt und eingedeckt. Endlich breitet sich dann auf dieser Grundmoränendecke das grobe Blockwerk der Lokalgletscher der Schlußvereisung aus.

Es liegt nicht der geringste Zwang vor, diese klaren Zusammenhänge in eine Kette von lokalen Zufälligkeiten zu verwandeln.

Die interglaziale Aufschüttung des Inntales endet bestimmt nicht bei Flauring, sie endet auch nicht bei Landeck, wo sie immer noch Ausmaße von zirka 400 m erreicht hat.

Nun noch einige Bemerkungen über die Schlußvereisung.

Machatschek ist der Meinung, daß bei beginnendem Rückzuge der Hauptgletscher die Lokalgletscher mehr Raum für ihre Ausbreitung gewinnen und man an eine selbständige Schlußvereisung nicht zu denken brauche.

Die Terrassen von Imst und Mieming sind für mich gerade Hauptbeweisstellen für die Unmöglichkeit, daß in einem großen Talraume in der Talmitte ein Riesengletscher von zirka 2300 m Höhe auf zirka 800 m, also um etwa 1500 m, abschmelze und gleichzeitig am Nord- und Südrande dieses Raumes die Seitengletscher mächtig anschwellen und ganz herabsteigen sollen.

Diese zwei Vorgänge können nicht gleichzeitig sein, da sie sich gegenseitig ausschließen.

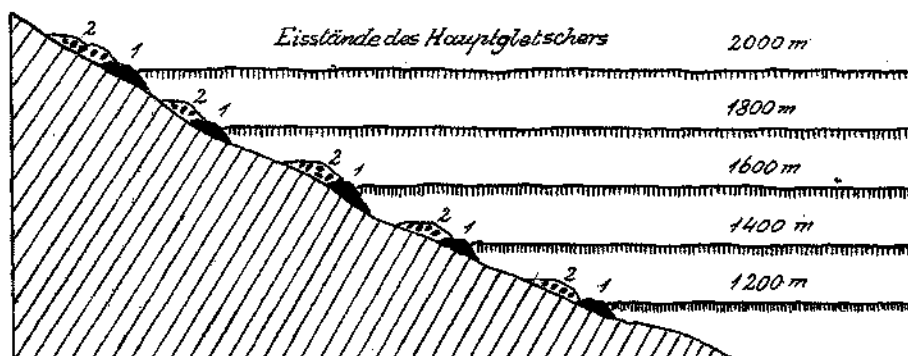


Fig. 11.

Dieses Schema soll zeigen, wie bei der Annahme eines gleichzeitigen Abschmelzens des Hauptgletschers und Nachrückens des Seitengletschers fortlaufend fremdes und lokales Moränenmaterial vermischt würde.

1 = Moränenmaterial des Hauptgletschers. 2 = Moränenmaterial des Seitengletschers.
In Wirklichkeit kommt diese Art der Moränenvermischung nicht vor.

Man kommt aber bei der Annahme der Gleichzeitigkeit nicht bloß zu einer unmöglichen Wärmewirtschaft, sondern auch zu einem Mißverständnis der Aufschüttungsformen der hier vorhandenen Lokalgletscher.

Wenn sich, wie Fig. 11 veranschaulichen soll, in dem Inntal-Querschnitte das Abschmelzen des Hauptgletschers so vollzogen hätte, daß dem jeweils tieferen Stande desselben ein Nachrücken der Seitengletscher entsprechen würde, so müßten die Moränen der Seitengletscher aus zahlreichen kleinen Wallstücken zusammengesetzt sein, die hin und hin Vermischungen von lokalem mit fremdem Schuttwerk zeigen würden.

Zudem müßten die Wallformen in der Stromrichtung des Hauptgletschers einseitig ausgezogen sein.

Von all dem ist nichts zu sehen. Die Wälle der Lokalgletscher liegen ruhig und geschlossen in ihren Becken und zeigen vollkommen ungestörte Aufschüttungsformen. Sie wurden bestimmt nicht am Rande eines langsam abschmelzenden Hauptgletschers aufgeschüttet. Nirgends läßt sich die Anwesenheit des Hauptgletschers bei ihrer Aufschüttung weder in den Formen, noch in der Beimischung von fremdem Material beweisen.

Sie wurden aufgeschüttet zu einer Zeit, da die Seitentäler von fremdem Eise frei waren, aber sie waren nicht nur von fremdem Eise

frei, sondern auch von fremdem Moränenschutt. Daraus geht hervor, daß diese Talfurchen nach dem Abschmelzen der Würm-Vergletscherung durch eine längere Zeit einer lebhaften Abspülung unterlagen, welche die hier vorhandenen fremden Schuttmassen größtenteils abgeschwemmt und entfernt hat.

Erst nach dieser Säuberung brachte der Stoß der Schlußvereisung eine neue, rasch anschwellende Vereisung, die eine ungeheure Zahl von lokalen Moränenwällen in den ganzen Alpen hinterlassen hat.

Die Arbeit von H. Bobek über die jüngere Geschichte der Inntal-terrasse und den Rückzug der letzten Vergletscherung im Inntale be- rührt nur mit einem Kapitel noch die Mieminger Terrasse.

Bobek baut in dieser Arbeit die Vorstellung aus, daß der große Inntalgletscher bei seinem Rückzuge auf eine lange Strecke die Be- wegung verlor und als Toteismasse bis zur völligen Auflösung liegen- blieb.

Es ist von vornherein ziemlich wahrscheinlich, daß bei diesem Nieder- schmelzen einer so riesigen Eismasse, wenn der lange Eisfaden genügend dünn wurde, leicht eine Unterbrechung eintreten konnte und der ab- getrennte Teil nun für sich an Ort und Stelle zerfiel.

Im großen gemessen, ändert sich dadurch im einzelnen Talquer- schnitte sehr wenig, im kleinen kann eine etwas andere Formenwelt entstehen. Das Toteis kann z. B. von Schutt eingedeckt werden und darunter der Abschmelzung länger widerstehen. Bei seinem allmählichen Abschmelzen sinkt dann die darüberliegende Schuttdecke nach und es entstehen „Toteismulden“. Solche Toteismulden und -Löcher hat Bobek auf den Inntalterrassen vielfach gefunden. Außerdem ist er der Bildung von Eisrandterrassen und von Abschmelzrinnen genauer nach- gegangen.

Für das Gebiet der Mieminger Terrasse kommt Bobek nun zu der Anschauung, daß die schönen Trockentäler im östlichen Teile der Ter- rasse Schmelzwasserrinnen seien, die einerseits von Lokalgletschern der Mieminger Kette, andererseits vom Inntalgletscher ausgingen, dessen Stand bei zirka 850 m eine Weile anhielt.

„Sofern die gewaltigen Schwemmkegel der nördlichen Seitentäler zu den Stürn- moränenresten an ihren Mündungen gehören, was nie bezweifelt worden ist, so ist damit der Beweis erbracht, daß zur Zeit dieser tiefen Lokalgletscherstände das Inntal selbst noch 100 bis 250 m hoch vom Inngletscher erfüllt war.“

Ich halte diese Beweisführung für eine Gleichzeitigkeit der tiefsten Lokalgletscher mit dem letzten Schmelzrest des Inntalgletschers für völlig unzureichend.

Hier gelten zunächst einmal die bereits vorgebrachten Einwendungen gegen eine solche Gleichzeitigmachung von Abschmelzung und Auf- speicherung des Eises im gleichen Talraume in vollem Umfange. Dazu kommen aber hier noch folgende Überlegungen.

Die Talfurchen, welche auf der Mieminger Terrasse die Blockfelder des Stettlbach- und des Alpeilgletschers einranden (Krebsbach, Lehn- bach, Pulet-Trockental) sind in ihrem Verlaufe von diesen Aufschüttungen abhängig.

Etwas anderes ist es jedoch mit den Trockentälern östlich von Obermieming und Untermieming. Diese Täler und Tälchen sind in durchaus gleiches Schotter- und Grundmoränenmaterial eingeschnitten. Hier ist keine Spur eines Blockfeldes oder Blockrandes des Inntalgletschers vorhanden, welche für deren Verlauf verantwortlich gemacht werden könnte. Der Inntalgletscher hat bei Untermieming eine breite Mulde ausgeschürft, deren einstiger See (Zeiner See) heute vom Lehnbach schon fast ganz verschüttet liegt. Aus dieser Mulde stieg die Eisbewegung wieder an und wurde zugleich von dem höheren Felsrücken des Achberges (1033 *m*) gegen NO zu abgelenkt. Das ansteigende und abgelenkte Eis schürfte hier in dem lockeren Schuttboden 4 bis 5 aufsteigende Furchen ein. Diese sind zwischen Obermieming—Fiecht—Achberg sehr schön zu sehen. Weiter östlich macht sich der Einfluß des großen Judenbach-Schuttkegels geltend. Außerdem benützen einzelne Quellen diese alten Eisfurchen für ihre Wege.

Das Blockfeld des Stettlbach-Gletschers reicht bei Obermieming bis zirka 880 *m* herab, jenes des Alpeil-Gletschers am Zimmerberg bis zirka 800 *m*. In der Mitte zwischen diesen lokalen Blockfeldern soll nun der Eisrand des Inntalgletschers bei 850 *m* gehalten haben, ohne irgendeine Aufschüttung zu hinterlassen. Seine Anwesenheit soll durch einige Trockentälchen verraten werden.

Dies ist doch eine zu künstliche Konstruktion, die auch bei einer geringen Senkung des Inntalgletschers schon ihre Wirksamkeit verliert. Wenn sich der Gletscherrand unter 850 *m* senkte, so konnten seine Schmelzwasser schon nicht mehr die Schwelle der Nothelfer Kapelle bei 850 *m* überfließen, sondern mußten sich anstauen und Schutt ablagern. Wir treffen indessen auf der ganzen Strecke von der Nothelfer Kapelle bis zum Felsrande bei Untermieming auf keine derartige Stauablagerung.

Daraus ist zu schließen, daß hier keine nennenswerte Schmelzhaltestelle des Inntalgletschers vorliege und die breiten ansteigenden Talfurchen zwischen Obermieming—Untermieming—Fiecht auch nicht Schmelzwasserrinnen, sondern Eisschleifrinnen seien.

Zusammenfassung.

Die Nachprüfung der Angaben von F. Machatschek hat bisher zu folgenden Ergebnissen geführt.

Ich stimme den Korrekturen F. Machatscheks bezüglich der Lokalmoränen zwischen Simmering—Grünberg und der Reste von alten Konglomeraten nördlich von Mötz zu. Ebenso finde ich seine Annahme, daß die alte Talfurche südlich des Inndurchbruches nicht vom Inn, sondern von der Pitztaler Ache geschaffen wurde, überzeugend.

Dagegen halte ich meine Annahme einer mächtigen Verschüttung des Oberinntales auch noch über Landeck hinaus in dem R-W-Interglazial vollkommen aufrecht. Die Endmoränenwälle des Inntalgletschers bei Starkenberg sind keine Aufschüttungen am Gletscherrande, sondern Ausschneidungen aus der interglazialen Talverschüttung. Liegendmoränen

des R-W-Interglazials sind im Oberinntale mehrfach zu finden. Die Stauung des Innsees hinter der Felsschwelle von Karres dürfte nicht mehr als 800 m Höhe erreicht haben. Die Durchsägung dieser Schwelle ist zweimal erfolgt, zuerst durch die Pitztaler Ache allein, dann aber durch Inn und Pitztaler Ache in Zusammenarbeit.

Die Ablehnung der Selbständigkeit der „Schlußvereisung“ ist nur für denjenigen verständlich, welcher die Unmöglichkeit einer Gleichzeitigmachung von gewaltigen Abschmelzungen und Eisaufspeicherungen im gleichen Talraume nicht herausspürt.

Die Ableitung eines gleichzeitigen Gegenüberliegens von Stirnen der Lokalgletscher und Rändern des Inntalgletschers auf der Mieminger Hochfläche durch Bobek ist durchaus nicht überzeugend.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1935

Band/Volume: [85](#)

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

Artikel/Article: [Nachträge zur Glazialgeologie des Oberinntales 343-366](#)