

Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach.

Von Hans Wehrli (Köln am Rhein).

(Mit 43 Zeichnungen, 2 Tafeln und 2 Tabellen.)

Vorwort.

Die Anregung zu folgender Arbeit erhielt ich im Frühling 1924 von Oberbergrat Dr. Ampferer in Wien, der mir empfahl, die jungen Bewegungen des hier behandelten Gebietes zusammenhängend zu verfolgen. Bald stellte sich die Notwendigkeit heraus, in erster Linie die Gliederung der Diluvialablagerungen und somit auch des Diluviums klarzustellen, die Frage der Interglazialablagerungen zu klären und ferner die gewaltig angeschwollene und verzweigte Literatur in einer Arbeit zusammenzufassen. Es wurde somit im weiteren Verlauf der Arbeit vor allem die Gliederung ins Auge gefaßt, ohne aber die tektonischen Probleme zu vernachlässigen.

Das Arbeitsgebiet wurde im Sommer 1925 und 1926 in zusammen sechs Monaten abgegangen, wobei vor allem im Gebiet der Salzach die Diluvialablagerungen neu aufgenommen wurden.

Um Wortstreite zu vermeiden, möchte ich schon im Vorwort die hier dem Interglazial zugrunde gelegte Definition anführen: Als Interglazial bezeichne ich die zwischen zwei Großvergletscherungen gelegene Zeit, während der sich die Gletscher ungefähr dem heutigen Stand entsprechend zurückgezogen haben, während Zeiten mit geringerem Gletscherrückzug als interstadial bezeichnet werden sollen.

Es läßt sich somit die Frage, ob Interglazial oder Interstadial in den meisten Fällen nur in der Nähe des heutigen Gletschergebietes einwandfrei lösen.

Für die Unterstützung bei meiner Arbeit möchte ich vor allem Herrn Oberbergrat Dr. Ampferer und meinem Lehrer Herrn Geheimrat Prof. Dr. Kossmat in Leipzig bestens danken, sowie auch den Herren Prof. J. Sölch, Innsbruck, Prof. Lehmann und Privatdozent Dr. A. Winkler in Wien, sowie auch Herrn Privatdozent Dr. C. W. Kockel, Leipzig.

Köln, im Herbst 1927.

Der Verfasser.

I. Einleitung.

25 Jahre sind seit dem Erscheinen des ersten Bandes der „Alpen im Eiszeitalter“ verflossen. In diesem gewaltigen Werke wurden zum erstenmal von Albert Penck die diluvialen Ablagerungen der nördlichen Ostalpen zusammenfassend beschrieben, eine brauchbare Stratigraphie geschaffen und der Weg zu weiteren Diluvialarbeiten geebnet.

Es schien zuerst, als ob nun die Glazialstratigraphie in ihren Hauptzügen festgestellt sei. Die Penck-Brücknersche Vierteilung des Diluviums in Günz, Mindel, Riß und Würm fand allgemeine Verbreitung und ist heute noch die herrschende Gliederung.

Durch die neueren Untersuchungen, besonders von Ampferer, ergab sich mit der Zeit die Notwendigkeit einer Umgruppierung der diluvialen Sedimente vorerst innerhalb der Penck-Brücknerschen Einteilung.

Da die Erforschung und Deutung der Diluvialablagerungen immer wieder vom Inntal ausging, soll hier an Hand dieser Talablagerungen kurz der Wandel der Ansichten über die Entstehung der Diluvialsedimente dargestellt werden.

Wir finden im Inntal zwischen Moränen gelagert eine mächtige Folge fluviatiler Sedimente, die in der Hauptsache die Inntalterrassen aufbauen und daher Terrassensedimente genannt werden.

Penck [61] erklärte zuerst ihre Entstehung folgendermaßen: Beim Herannahen der letzten Vergletscherung erreichte der Zillertalgletscher das Inntal, als dieses noch über Imst hinaus eisfrei war. Die Zunge des Zillertalgletschers schob sich nun riegelartig quer über das Inntal und staute den Inn auf. Es bildete sich im eisfreien Inntal oberhalb des Zillertales ein gewaltiger Stausee. In diesen wurden nun die fluviatilen Sedimente, u. zw. in der Hauptsache als Fluvioglazial, d. h. beim Herannahen des Inn-gletschers, abgelagert. Der endgültige Vorstoß des Würm-gletschers brachte den See zum Verschwinden, das Eis des Inntales vereinigte sich mit dem des Zillertales, und eine einheitliche Grundmoränendecke breitete sich über die Sedimente des Innstausees.

Die Ablagerung der Terrassensedimente versetzte demnach Penck anfänglich in die der Kulmination der Würmvergletscherung vorausgehende Zeit, also an das Ende des Riß-Würm-Interglazials. In den „Alpen im Eiszeitalter“ erfuhr diese Zeitbestimmung von Penck eine Berichtigung. Eine Endmoränenlandschaft, die im unteren Inntal auf den Terrassen von Angerberg und Häring liegen soll, bewog ihn, die Bildung der Terrassensedimente (ausgenommen die Höttinger Breccie, die nach wie vor dem Interglazial zugeteilt wird) in die Zeit einer großen Oszillation der ausklingenden Würmvergletscherung, der „Achenschwankung“, zu verlegen.

Diese Theorie blieb längere Zeit die herrschende und wurde von Blaas und anfänglich auch von Ampferer [2] angenommen.

Neuere, eingehendere Untersuchungen Ampferers ergaben jedoch ein Beobachtungsmaterial, gegenüber dem sich die Penck'sche Theorie nicht mehr aufrechterhalten ließ [7]. Ampferer gelang in den Jahren 1907 und 1908 der Nachweis, daß die Inntalterrassenschotter nicht auf

das Talgebiet oberhalb der Zillermündung beschränkt sind, sondern unterhalb derselben weiterziehen.

Die Endmoränenlandschaften der Angerberg- und Häringer Terrasse erwiesen sich als tief erodierte Inntalterrassen. Ein Bühlstadium im Inntal im Sinne Pencks zeigt sich nicht an.

Überdies wurden im Oberinntal weit oberhalb Imst bis zum Reschenscheideck hinauf von Ampferer und Hammer [17, 44] Reste von Terrassensedimenten gefunden, die ohne Zweifel zeitlich und genetisch mit der großen Inntalschotterterrasse in Verbindung zu bringen sind. Damit wurde die Stauungshypothese Pencks widerlegt und an ihre Stelle setzte Ampferer die Senkungshypothese [10, 11]. Er verwirft zunächst die Möglichkeit der Bildung der Terrassensedimente durch Steigerung der Schuttbildung infolge klimatischer Veränderungen oder durch das Vorrücken eines Gletschers, u. zw. aus folgenden Gründen: Es scheiden sich die Terrassensedimente sowohl zeitlich wie genetisch scharf von den unzweifelhaft als Produkte erhöhter Schuttförderung erkannten Bildungen der Gehängebreccien, sowie der Bildungen der Rückzugsstadien. Gegen die klimatische Bedingtheit spricht weiter die Unabhängigkeit der Terrassensedimente von den Berghängen und Seitentälern. Wäre die mächtige Zuschotterung durch Steigerung der Schuttbildung im Abtragungsgebiet hervorgegangen, so hätte dieselbe vor allem auch von den Gehängen und Seitentälern her erfolgen müssen. Wir sehen aber besonders im Inntal, daß die Zuschotterung in der Hauptsache vom Haupttal her in die Seitentäler hinein erfolgte. Vielfach beobachtet man eine gegen das Gebänge hin einfallende Schichtung der Terrassensedimente. Die Auffassung schließlich, man hätte es in diesen Schottern mit einer umgeschwemmten Grundmoräne zu tun, wird vor allem durch die große Mächtigkeit der Ablagerung widerlegt.

Ampferer kommt hiedurch zur Überzeugung, daß nur eine Verminderung des Gefälles den Inn zu so gewaltiger Aufschüttung veranlaßt haben kann. Als Ursache der Gefällsverminderung nimmt er eine tektonische Einsenkung des Inntalgebietes an. Die Senkung stellt keine dauernde, sondern eine vorübergehende Deformation der Erdhaut dar, wie aus den heute wieder emporgehobenen und zerschnittenen Schotterterrassen ersichtbar ist.

Da die Terrassensedimente normalerweise von Moränen unter- und überlagert werden und zu ihrer Bildungszeit das Eis bis fast in heutige Höhen zurückgegangen war, stellt Ampferer die Terrassensedimente ins Interglazial. Da in ihrem Hangenden immer nur die Ablagerungen einer Großvergletscherung nachweisbar sind, gehören sie ins letzte, Riß-Wärm-Interglazial.

In seinen neueren Arbeiten gelangte auch Penck dazu, die Bildung der Terrassensedimente wieder ins letzte Interglazial zu verlegen. Nachdem er 1920 [63] das interglaziale Alter der Isarterrassen in den Alpen nachgewiesen hatte, nahm er in der Monographie der Höttinger Breccie [62] auch für die Terrassensedimente des Inntales die Altersstellung Ampferers an.

Die interglaziale Zuschotterung läßt sich heute in allen Haupttälern unseres Arbeitsgebiets nachweisen, so im Rhein-, Ill-, Iller-, Lech-, Inn-, Groß Ach-, Saalach- und Salzachtal.

Auch außerhalb des zu untersuchenden Gebiets wurden in neuerer Zeit verschiedene Schotterablagerungen dem Interglazial zugewiesen, so von Penck im Glattal (Schweiz), von Ampferer im Enns- und Drautal, von Winkler im Isonzotal und von Klebelsberg in Südtirol.

Nach Penck [63, 64] lassen sich im Inn- und Isartal Spuren eines einheitlichen größeren Sees nachweisen. Die Spiegel derselben sollen spätere Deformierung zeigen. Es soll das Gebiet des Isarsees im S, also in der Gegend von Mittenwald, stärker emporgehoben worden sein als im N. Im Inntal sei das Gebiet um Innsbruck am stärksten emporgehoben worden, während die Hebung sowohl nach W wie auch nach O abnimmt.

Nach diesen Untersuchungen hätten wir in den Ostalpen noch mit quartären Bewegungen der Erdkruste zu rechnen; nicht nur mit einem einheitlichen Einsinken und Wiederaufsteigen des gesamten Alpenkörpers, wie zuerst Ampferer annahm, sondern auch mit lokal begrenzten Deformierungen.

Eine Stütze obiger Ansichten bietet die Bohrung bei Rum unterhalb von Innsbruck, die eine ganz unerwartete Mächtigkeit (zirka 200 m) der unter dem Talboden liegenden lockeren Schuttmassen ergeben hat. Sie gab Ampferer Anlaß, seine Ansichten in kurzer Zusammenfassung [18] neuerdings zu entwickeln. Nach ihm haben wir in den Ostalpen im Quartär mit Verbiegungen zu rechnen. Er charakterisiert den Unterschied zwischen Faltung und Verbiegung folgendermaßen: „Ein- und Aufbiegungen dürfen nicht mit den Mulden und Sätteln einer Faltung verwechselt werden, wengleich manchmal eine äußerliche Ähnlichkeit besteht. Bei der fortschreitenden Faltung rücken die Knotenpunkte derselben immer näher aneinander, bei der fortschreitenden Verbiegung bleiben sie annähernd in derselben Entfernung voneinander. . . . Die Verschiebung der Massenteilchen erfolgt bei Verbiegungen in vorherrschend vertikaler Richtung.“ [18, S. 78.] Wir hätten es somit mit epirogenetischen Bewegungen zu tun.

Während nach Ampferer die lokalen vertikalen Bewegungen mehr in gleichbleibender Richtung, zuweilen entgegengesetzt zur allgemeinen Bewegung des Alpenkörpers erfolgen und tektonisch bedingt sind, sind sie nach Penck eher mit stehenden Wellen (Schwingungen) zu vergleichen, hervorgerufen durch isostatische Vorgänge infolge Anwachsens und Schwindens des Eises. Eine zusammenfassende Darstellung der jungen alpinen Krustenbewegungen gab Penck im Jahre 1922 [66].

In neuester Zeit erschlossen die Arbeiten von Penck [68] und Ampferer [27] außerdem eine weitere Gruppe von quartären Bewegungen. Beide Forscher kamen unabhängig voneinander und in ganz verschiedenen Gebieten (Wetterstein und Karwendel, Haller Mauern und Ennstaleralpen) zu der Ansicht, daß bis in jüngste Zeit noch Hebungen und Senkungen einzelner mehr oder weniger großer Gebirgsteile schollenartig stattgefunden habe. Nach Penck ist die Art dieser Bewegungen im engeren Sinne orogenetisch: „Sie schaffen Berge“ [68, S. 370].

Kautzky [48] beobachtete im östlich von unserem Gebiet gelegenen Teil der Ostalpen Schwereanomalien, die das Vorhandensein jüngerer Krustenbewegungen wahrscheinlich machen.

Durfte man zu Beginn der Glazialuntersuchungen durch Penck und Brückner die Alpen als einheitliche unbewegte Scholle auffassen, so erscheinen sie uns heute als ein in starker, von Ort zu Ort wechselnder Bewegung begriffener Teil der Erdkruste.

Durch den Nachweis, daß es in den Alpentälern rein tektonisch bedingte diluviale Schotterfluren gibt, die in einem Interglazial gebildet wurden, wird der Eiszeitstratigraphie Pencks und Brückners eine wichtige Stütze entzogen. Dieselbe beruht bekanntlich auf folgenden Überlegungen: Endmoränen und Schotterdecke entstehen gleichzeitig aus dem vom Eis herbeigeschleppten Schuttmaterial. Jeder Eiszeit entspricht eine Endmoränenzone, jeder Endmoränenzone eine dazugehörige Schotterdecke. Die Schotterfluren wären demnach an Eiszeiten gebunden, also klimatisch bedingt. Auf Grund der vier Schotterdecken im Alpenvorland wurde die Verteilung des Diluviums in Günz, Mindel, Riß und Würm durchgeführt.

Es mag aber hier daran erinnert werden, daß Mühlberg fünf, andere Forscher, so z. B. Schardt nur drei Schotterdecken im Alpenvorlande annehmen, wodurch sich eine Fünf- oder Dreiteilung des Diluviums ergäbe. Ferner, daß sich nur Wallmoränen von zwei Vergletscherungen vorfinden, die Alt- und Jungmoränen der Riß- und Würmvergletscherung.

Schon im Jahre 1905 [69] gab Penck indirekt die Beweiskraft der Zahl der Schotterdecken für die der Eiszeiten auf. Er zeichnete gleichzeitig interglaziale Aufschüttungen vor und hinter den Moränen und schrieb: „Wir müssen uns daher hüten, wie wir es früher selbst getan haben, die Schotterterrassen im allgemeinen als Zeugen einer Eiszeit zu betrachten“ [S. 640].

Im Jahre 1908 kam auf Grund theoretischer Überlegungen (Ableitung und Erfahrung über die Ursachen der Talaufschotterung) Hilber dazu, den Zusammenhang zwischen Moränenwällen und Schotterdecken in Frage zu stellen [46]. Er kam zu der Annahme eines präinter- und postglazialen Alters der Flußaufschotterungen.

1912 gelangte Ampferer [12] auf Grund von Feldbeobachtungen und Nachprüfungen zur Überzeugung, daß die Verbindung zwischen Endmoränen und Schotterdecken nicht in der von Penck und Brückner angegebenen Weise besteht und daß deshalb alle darauf gebauten Folgerungen einer Revision unterzogen werden müssen. Er ging von folgenden Überlegungen aus: „Die Endmoränenzone bildet zwischen Gletscherende und Vorland einen erhabenen Ring, welcher den Abzug der Schmelzwässer hindert. Die Schmelzwässer müssen daher stellenweise diesen Damm durchbrechen. Nur an solchen Stellen kann der Gletscherschutt durch die Schmelzwässer unmittelbar ins Vorland getragen werden.

Sind nun zahlreiche solche Durchbruchstellen vorhanden, so würde der Damm und damit der Charakter einer Endmoräne zerstört, d. h. es könnte gar nicht zur Ausbildung eines typischen Endmoränengürtels kommen. Sind aber wenige Durchbrüche da, so kann die davon auslaufende Schotterdeckenbildung nur einen geringen Umfang annehmen“ [12 S. 238].

Es ergibt sich daraus für Ampferer die Gesetzmäßigkeit, daß die Ausbildung von wohlgegliederten Endmoränenwällen und die Entwicklung eines einheitlichen Schotterfeldes sich gegenseitig ausschließen.

Aus den obenangeführten Überlegungen von Penck, Hilber und Ampferer wird ersichtlich, daß aus dem Vorhandensein von vier Schotterdecken nicht unmittelbar auf die Existenz von vier Eiszeiten geschlossen werden kann. Das Gleiche zeigt uns das in vielen Fällen beobachtete Durchziehen der Hochterrassen wie auch der Niederterrassen unter den angeblich zugehörigen Alt- und Jungmoränen hindurch bis ins Innere der Alpen (Hochterrassen der Schweiz, Niederterrassen des Glattals, Hoch- und Niederterrasse des Ennstals u. a. m.).

Hiermit ist eine zeitliche Gleichsetzung von Würmendmoräne und Niederterrasse und von Rissendmoräne und Hochterrasse nicht mehr möglich und somit der früher angewandten Methode der Diluvialstratigraphie eine wichtige Stütze entzogen.

Nach Ansicht des Verfassers ist es in Anbetracht des Verhältnisses zwischen den Terrassenschottern und den Endmoränenwällen nicht von allzu großem Belang, ob nun an einigen Stellen wirklich Verzahnung von Moränen und Schottern vorkommt oder nicht, denn es kann sich dabei jeweils nur um untergeordnete kleinere Schotterdecken handeln.

Es fragt sich nun, inwieweit die Gebiete innerhalb der Alpen Aufschlüsse über die Glazialstratigraphie geben können. Normalerweise müssen wir annehmen, daß sich hier die entscheidenden Profile finden; denn hier können wir in erster Linie feststellen, ob es sich nur um eine Schwankung oder um ein Interglazial handelt. Doch auch in diesem Gebiet gehen in neuerer Zeit die Meinungen sehr auseinander.

Nach Ampferer sind bis jetzt nur zwei Großvergletscherungen, getrennt durch ein längeres Interglazial, im Gebiet der Ostalpen nachweisbar, abgesehen von einer kleineren kalkalpinen Vereisung „Schlußeiszeit“, (Gschnitzstadium Pencks) am Ende des Diluviums.

Nach Penck hingegen finden sich nördlich von Innsbruck Grundmoränen von drei verschiedenen Vereisungen [62]. Es soll nämlich zwischen der Höttingerbreccie, die von Moräne unterlagert wird, und den Terrassensedimenten, die von solchen überlagert werden, eine dritte Moräne liegen, die sogenannte „Sockelmoräne“. Wir hätten somit nach Penck hier drei Vergletscherungen, getrennt durch zwei Interglazialzeiten, als erwiesen anzunehmen.

In seiner letzten Glazialarbeit [68] kam Penck hauptsächlich aus morphologischen Gründen dazu, die Gehängebreccien der Bayrischen Kalkalpen teils dem Mindel-Riß, teils dem Riß-Würm-Interglazial zuzuordnen. Spuren einer vierten Eiszeit oder eines dritten Interglazials sind auch nach Penck in meinem Arbeitsgebiet bis jetzt nicht nachweisbar.

Zu einer noch anderen Einteilung des alpinen Diluviums kam Bayer vor allem aus prähistorischen Gründen [33, 34, 35]. Nach ihm gliedert sich das Diluvium in zwei große Eiszeiten, in die Altquartäre (Mindel) und in die Jungquartäre (Würm und Riß). Getrennt werden die beiden durch ein ausgedehntes Interglazial. Die jungquartäre Eiszeit wird durch eine Schwankung (Aurignac-Schwankung Bayers) des Gletschers, wobei sich der Inngletscher bis in die Gegend von Landeck

zurückgezogen haben soll, in zwei Teile gegliedert (Wärm- und Rißeiszeit Pencks). Die Aurignac-Schwankung Bayers deckt sich somit mit dem letzten Interglazial Pencks auch insofern, als in ihrer Zeit die Bildung der Terrassensedimente angenommen wird. Die Höttinger Breccie wird ins Interglazial gestellt. Insofern deckt sich diese Ansicht mit derjenigen von Penck, als auch letzterer zwischen die Ablagerung der Höttinger Breccie und die der Terrassensedimente eine Vergletscherung einschiebt. (Die Einteilung Bayers hat Schaffer in seinem Lehrbuch der Geologie Bd. II übernommen.)

Überblicken wir kurz den Stand der alpinen Glazialstratigraphie. Auf Grund der Annahme von der klimatischen Bedingtheit der Schotterdecken erhalten wir je nachdem drei, vier oder fünf Eiszeiten; auf Grund der Eiszeitstufen in den Alpen aber zwei oder drei.

Man kann somit mit Recht behaupten, daß wir heute noch weit entfernt davon sind, auf Grund der Literatur eine befriedigende Darstellung der jüngsten geologischen Geschichte der Alpen geben zu können.

II. Die interglazialen Ablagerungen.

Die Ablagerungen der Interglazialzeit lassen sich in zwei, sowohl habituell wie entstellungsgeschichtlich voneinander verschiedene Gruppen trennen. Es sind dies die Gehängebreccien einerseits und die fluviatilen und lakustren, die sogenannten Terrassensedimente, anderseits.

1. Die Gehängebreccien.

Die Gehängebreccien sind Überreste zerstörter, meist mächtiger Schuttströme. Sie können von Schutthalden oder Schuttkegeln, Murgängen oder Bergstürzen herrühren, doch ist die Art ihrer Entstehung heute nicht mehr immer mit Sicherheit nachzuweisen.

Die Zusammensetzung und Beschaffenheit der Breccien ist überall so ziemlich dieselbe, wenn man von geringen Unterschieden, wie mehr oder weniger stärkerer Verkalkung, Größenverhältnissen der Trümmer, Beimengung von Schlamm usw. absieht.

Die einzelnen Brocken sind meistens scharfkantig oder wenig abgerundet. Sie sind häufig mit Schlagspuren versehen und weisen dieselbe Beschaffenheit auf wie die Stücke von benachbarten lebenden Schutthalden, welche denselben Gesteinsreihen entsprungen sind.

Im allgemeinen ist in den frischen Schutthalden weniger fein zerteilter Schutt und Schlamm enthalten als in den Gehängebreccien. Diese Tatsache läßt sich nach Ampferer [6, S. 730] vielleicht damit erklären, daß wir hier nur den Zustand der oberen Lagen, dort jedoch vor allem den der tieferen vor uns haben. Es ist naheliegend, daß durch die Tätigkeit des einsickernden Wassers eine Anhäufung von Schlamm in den Hohlräumen der tieferen Lagen bewirkt wird. Die starke Beimengung desselben erklärt sich stellenweise auch dadurch, daß die Breccie nicht als Rest einer einfachen Schutthalde, sondern als Rest eines ehemaligen Murganges gedeutet werden muß (z. B. die unteren Partien der Höttinger Breccie).

Die Verteilung der einzelnen Breccienreste ist eine äußerst ungleichmäßige. Sehr wesentlichen Einfluß auf das Zustandekommen verkalkter Breccien scheint der Gesteinsuntergrund zu haben. Sie treten vor allem in Gebieten der Triaskalke auf, während in jenen der Jura- und Kreidgesteine keine alten Gehängebreccien gefunden wurden. Ebenso treten sie in Gebieten des Hauptdolomits sehr selten auf, obschon dieser die Neigung zur Erzeugung gewaltiger Schuttströme besitzt. Es scheint, daß der Triaskalk sich besonders zur Verkittung der Trümmer eignet. Im Gebiet der Zentralalpen fehlen die Breccien vollständig, obschon wir auch dort heute gewaltige Schutthalden finden.

Verbreitung und Lagerung der Breccienbildungen.

(Tabelle I und Tafel VIIIa.)

Westlich des Arlberges sind bis jetzt nur zwei alte diluviale Schuttkegel bekanntgeworden [25].¹⁾ Sie liegen im Klostertal an der Südseite der Grafenspitze und der Batzig (1, 2)²⁾ und bestehen in der Hauptsache aus Hauptdolomittrümmern. Der Grafenspitzzschuttkegel reicht von zirka 1000 *m* bis gegen 1500 *m* Höhe. Auf dem Dürrerberg liegt ein isoliertes Stück dieses Schuttkegels, durch Erosion vom Hauptkegel getrennt. Die Bildung des Schuttkegels ist heute im wesentlichen abgeschlossen und die Erosion hat ihn bereits angegriffen. Seine Oberfläche und die darüber aufragenden Felsgehänge sind mit erratischen Blöcken der letzten Eiszeit überstreut. Eine eigentliche Grundmoräne fehlt.

Dieser Schuttkegel entspricht dem östlich benachbarten an der Südseite des Batzig, welcher vom Spreubachtunnel durchstoßen wird. Ampferer fand hier zwischen dem Grundgebirge und dem Schuttkegel ein kleines Vorkommen von gekritzten Geschieben. Die Bildung dieser Schuttkegel dürfte in der Hauptsache interglazial sein.

Im Bereich der Lechtaler Alpen sind Gehängebreccien recht selten, was bei dem Vorherrschen von Schutthalden aus Hauptdolomit und Fleckenmergel, die schwer verkitten, leicht begreiflich ist.

Die einzig ausgedehntere Bildung dieser Art findet sich an der Südseite des Steinjöchls (3) zwischen 2080—2150 *m* Höhe dem steilen Wettersteinkalkgehänge angeklebt, an das sie auch gebunden ist. Es ist nur der Rest einer offenbar mächtigen Schutthalde, die einst vom Steinjöchel bis zum Hahnenennsattel hinunterreichte.

Weiter finden wir bei Lermoos am Südabhang der Upsspitze bei der Dufltalpe zwischen 1440—1480 *m* eine Gehängebreccie (4). Sie wird von Plattenkalk und Kössener Schichten gebildet und weist eine flache, aber unregelmäßige Schichtung auf. Sie wird von einer dünnen Grundmoränendecke der letzten Großvergletscherung überdeckt. Die Breccie bricht gegen S und W frei über das steile Gehänge ab. Sie kann nur bei stark verändertem Grundgebirgsrelief gebildet worden sein.

¹⁾ So nichts weiteres angegeben, wurden die Breccien zum ersten Male jeweils von Ampferer beschrieben.

²⁾ Die Nummern in runder Klammer beziehen sich auf Tabelle der Breccien und auf die Tafel VIIIa.

An der Südhalde des Tschirgants finden wir oberhalb Karrösten in zirka 1300—1600 *m* Höhe ziemlich mächtige Lagen einer fest verkalkten Gehängebreccie aus Wettersteinkalk (5). Es handelt sich hier um eine alte Schutthalde. Einschlüsse von kristallinen Gesteinen wurden nicht gefunden. Die Breccie wird von der Hangendmoräne des Inngletschers überlagert. Ein weiteres Breccienvorkommen findet sich in zirka 1000 *m* Höhe unterhalb der Weißen Wand (5). Es wird hier eine durch Kalk verkittete, vielfach aus sehr grobem Blockwerk bestehende Bergsturzmasse von Moräne sowohl unter- als auch überlagert. Die Breccie ruht mit verhältnismäßig glatter, leicht gewölbter Fläche auf der Liegendmoräne. Dieselbe ist ungewein fest, von bläulichgrauer Farbe, voll gekritzter Geschiebe und reich an Kristallin, während die die Breccie überlagernde Moräne eine typisch gelblich weiße Inntaler Hangendmoräne ist. Die alte Bergsturzmasse muß früher eine weitere Verbreitung besessen haben, denn wir finden in dem großen postglazialen Bergsturz der Weißen Wand zahlreiche große Blöcke derselben eingestreut.

Zahlreich sind die Breccienreste an der Südseite des Mieminger Gebirges. Sie nehmen hier stellenweise beträchtliche Ausdehnung und Mächtigkeit an.

Das westlichste Breccienvorkommnis findet sich nördlich und nordöstlich der Marienberger Alpe (6) zwischen 1750—1900 *m* Höhe. Es sind kleine, aus Muschelkalk und Wettersteinkalk bestehende Breccienreste. Der schon von Penck beschriebene Breccienfels an der Südseite des Marienberger Joches ist gerundet und weist Gletscherschliffe und Schrammen auf. Er ist also nach seiner Bildung vom Eise überfahren worden. Ein weiterer, aus Wettersteinkalk bestehender Breccienrest lagert am Südhang der Handschuhspitze zwischen 1800 *m* und 1900 *m* Höhe.

Auf der Südseite des Hochplattig lagern zu beiden Seiten der gewaltigen Judenbachschlucht auf dem Henneberg und den Judenköpfen Kappen von Gehängebreccien (7). Sie bestehen aus ziemlich kleinen Trümmern von Wettersteinkalk. In der Breccie auf den Judenköpfen fanden sich als Seltenheit kristalline Geschiebe. Es muß also ihrer Entstehung eine Großvergletscherung vorangegangen sein. Die Breccien bilden dicke, nach drei Seiten frei ausstreichende Bänke und lagern auf isolierten Felskämmen in 1972 *m* und 2194 *m* (Fig. 1).

Zwischen den beiden Breccienvorkommen liegt heute der mehrere hundert Meter tiefe Abgrund der Judenbachschlucht. Eine Schutthanhäufung auf den Kämmen wäre heute ohne ganz gewaltige Zuschüttung der Judenbachschlucht nicht mehr möglich. Es muß zur Zeit der Breccienbildung ein wesentlich anderes Relief bestanden haben.

An der Südflanke des Karkopfs finden wir in zirka 1300—1900 *m* ein ausgedehntes Breccienvorkommnis (8). Es besteht zum größten Teil aus Schuttwerk von Wettersteinkalk, der uns stellenweise als grobes Blockwerk entgegentritt. In den tieferen Lagen der Breccie sind nicht selten kleine zentralalpine Geschiebe eingeschlossen.

Das Wettersteingebirge beherbergt an seinem Süabhäng mehrere, aber durchaus kleine Breccienreste (9), oberhalb Holzerwiese in 1916 *m*, südlich vom Zugspitzgatterl zwischen 1800—2000 *m*, östlich der Feldern-

alpe in 1500—1600 *m*, am Südhang des Ofelekopfes in 1500 *m* bis über 1600 *m* und zu beiden Seiten am Ausgang des Berglentes in zirka 1100 *m* Höhe. Sie bestehen alle aus Wettersteinkalkschutt, nur in den Breccien am Berglenbach findet sich auch Muschelkalk.

Im Klausgraben (10) (Becken von Leutasch) lagert zwischen 1280 bis 1340 *m* eine sehr große Breccienmasse, die eine Vertiefung im Dolomit ausfüllt und von Moräne bedeckt wird. Die unterste Partie ist sehr grobblockig und enthält große gerundete Gerölle, die stellenweise in gelbem Lehm eingebettet sind. Nach Penck [68, S. 330] fand sich ein kristallines Gerölle in der Breccie, sowie solche von einer rötlichen Breccie, die anstehend nicht bekannt ist.

Ein eigenartiges Breccienvorkommnis findet sich im Törl (11) auf dem Kamm des Wettersteingebirges. Diese Bildung, die eingehend von

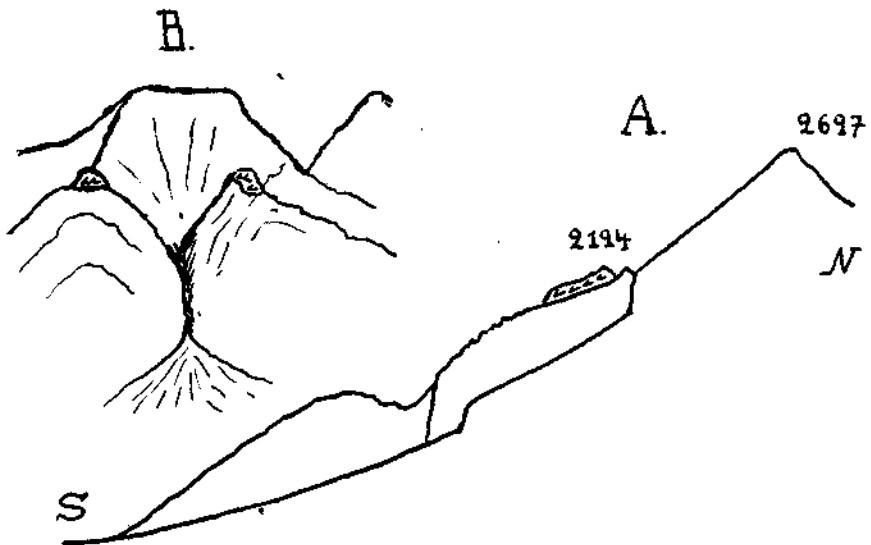


Fig. 1. A = Profil durch die Judenkopfbreccie (nach Ampferer); B = Ansicht der Judenbachschlucht gegen Hochplattig.

Penck [68] beschrieben wurde, erfüllt bei der Meilerhütte (2376 *m*) eine alte Schlucht, die den First des Gebirges in west-östlicher Richtung durchschneidet. Sie läßt sich über 200 *m* weit verfolgen. An die glattgewaschenen Wandungen der Schlucht stoßen unten horizontale Bänke einer gut verkitteten Nagelfluh, die sich bis 2270 *m* Höhe hinab verfolgen lassen. Die Gerölle weisen leichte Eindrücke auf, die an die tertiäre Nagelfluh des Alpenrandes erinnern. Über der Nagelfluh und mit ihr sich verzahnend, lagert südfallende grobe Breccie mit stellenweise sehr großen Blöcken. Das Material von Breccie und Nagelfluh besteht aus Wettersteinkalk und Raibler Sandstein. Zentralalpine Gesteine sind nicht gefunden worden. Die Raibler Schichten stehen heute nur nordwestlich des Törls in 2340 *m* Höhe an. Sie liegen demnach tiefer als die Nagelfluh. Die Wasserbewegung muß von W nach O erfolgt sein. Die heutigen Reliefverhältnisse stehen damit nicht mehr in Einklang.

Es fehlt die Bergpartie, welche das Bachbett begrenzte und die Trümmer für die Breccie lieferte. Es muß zur Zeit der Breccien- und Konglomeratbildung im Bereich der heutigen Frauenalpe das Gebirge über die heutige Kammhöhe emporgeragt haben, mit anderen Worten die damalige Wasserscheide weiter nordwestlich und höher als die heutige gelegen sein.

Im Bereich des Wettersteingebirges finden sich auch auf der Nordseite der Kämmen gelegene Breccienreste. Der eine liegt nordwestlich der oben beschriebenen Törlbreccie am Schachen (12) (Reis, Penck). Hier lagert auf einem schmalen Riedel, dem Teufelsgsaß (1942 m), der sich zwischen der breiten Felsnische der Schachenalpe und dem zirka 900 m tieferen Reintal erstreckt, gut verfestigter Gehängeschutt. Er läßt sich mit Unterbrechungen bis zum Königshause (1866 m) hinab verfolgen, wo er eine alte, zirka 30 m tiefe Rinne ausfüllt. Nach unten wird die Breccie durch 600 m tief abfallende Felswände begrenzt. Es findet sich in ihr lediglich Material des Hintergehanges. Zur Altersstellung der Schachenbreccie schreibt Penck [68, S. 337]:

„Ihre Lage zwischen dem Rande des Reintaltroges und der Nische der Schachenalpe, die gleichfalls einen eigenen Gletscher geborgen hat, macht zweifellos, daß sie vor der letzten Vergletscherung nicht bloß abgelagert, sondern auch tief zerschnitten war.“

Es lassen sich weder für die Schachenbreccie noch für diejenige im Törl Spuren einer vorangegangenen Großvergletscherung in Gestalt eingeschlossener kristalliner oder gekritzter Geschiebe nachweisen.

Wenn auch die stratigraphischen Befunde keine Trennung in der Entstehungszeit der Törl- und Schachenbreccie notwendig machen, so muß eine solche doch aus morphologischen Gründen durchgeführt werden. Die Trennung wurde von Penck [68] auf Grund folgender Überlegungen durchgeführt: Zur Zeit der Entstehung der Törlbreccie muß, wie schon oben dargelegt wurde, westlich des Wettersteinkammes eine höhere Felspartie emporgeragt haben, welche das Gebiet des Törlbaches begrenzte und die Trümmer für die Breccie lieferte. Derartige Höhen müssen das heutige Gebiet der Frauenalpe in Anspruch nehmen, also den Raum, auf welchem die nur 1400 m von Törl entfernte Schachenbreccie liegt. Letztere muß daher jünger als die Nagelfluh und Breccie am Törl sein.

Das ausgedehnteste und mächtigste Breccienvorkommen im Bereich des Wettersteingebirges liegt am Nordabfall der Alpspitze am Längenfeld und Kreuzeck (13) (Gümbel, Reis, Penck). Auf der Wasserscheide zwischen dem Hammers- und dem Bodenlahnenbach erstrecken sich Reste einer mächtigen Gehängebreccie, die sich zwischen Kreuzeck und Hochalpe ausdehnen. Das Grundrelief, dem diese auflagern, bildete einst einen ähnlichen Talkessel, wie ihn heute die Bodenlahne am Fuße der Breccienwände ausgeschnitten hat. Die Breccie läßt sich nach Reis und Pfaff von zirka 1500 m bis gegen 1850 m Höhe hinauf verfolgen. Sie erreicht stellenweise bis gegen 70 m Mächtigkeit. In ihren untersten Partien wird sie vielfach aus feinem, gutgerundetem Schuttmaterial aufgebaut. Das Vorkommen echter Gerölle in ihr veranlaßte Gümbel dieser Breccie den Namen Hochgebirgskonglomerat zu geben. Die feinstückigen Stellen weisen deutliche Schichtung auf. Sie ist gewöhnlich

geneigt, bei häufigem Wechsel des Fallwinkels. Nach oben entwickelt sich eine sehr großblockige, nur undeutlich geschichtete Breccie. In beiden Partien finden sich nicht selten gekritzte Geschiebe. Der die Breccie aufbauende Schutt ist fast ausschließlich kalkalpinen Ursprungs, u. zw. herrscht vor allem Wettersteinkalk vor. Selten nur finden sich zentralalpine Geschiebe, meist Gneis. Gelegentlich sind auch Blöcke eines feinstückigen Kalkkonglomerats eingestreut.

Die an zwei Stellen mit Sicherheit nachgewiesene Unterlagerung der Breccie durch Moräne macht das Vorkommen von gekritzten Geschieben und erratischen Materials in ihr verständlich. Eine unmittelbare Überlagerung durch Moräne ist nicht feststellbar, doch gehört die Breccie ins Liegende der südlich des Längenfeldes sich findenden Endmoränen der Hochalpe, welche in einer in die Breccie eingeschnittenen Vertiefung liegen. Die Längenfeld-Kreuzeckbreccie lagert also zwischen Moränen.

Die Breccie bricht in jähren Wänden gegen den 400 m tiefer liegenden Sammelkessel der Bodenlahne ab. Ähnliche Abstürze finden sich westwärts gegen die Hupfleite. Wir schließen daraus, daß die Breccie früher weiter gegen W, sowie weiter gegen das Bodental hinabgezogen ist. Dagegen machen die Höhen des Kreuzecks und Kreuzjochs wahrscheinlich, daß sie sich nicht bis in die Talweitung von Garmisch-Partenkirchen erstreckte.

Das nicht selten darin enthaltene gut gerollte Material deutet darauf hin, daß wir nicht nur den Rest einer Schutthalde vor uns haben, für welche auch heute das Hintergehänge fehlt. Es handelt sich sicherlich zum größten Teil um Wildbachschutt. Diese Bäche müssen nach der Ansicht von Penck [68] von W her geflossen sein. Ihr Quellgebiet lag im Bereich des heutigen Höllentals, das westlich von Längenfeld zirka 800 m tief eingeschnitten ist. Es müssen auch hier ähnlich wie am Törl seit Ablagerung der Breccie große Veränderungen in der Gestalt des Gebirges eingetreten sein. Penck [68 S. 339] geht in seinen Folgerungen noch weiter. Er verlängert die Längenfeldhochfläche, die nach ihm einen Anstieg von 260% aufweist, weiter gegen W und kommt so zu der Ansicht, daß sie über den Gipfel des Waxensteins und weiterhin über den der Zugspitze hinwegstreicht. Daraus folgert er, daß seit Ablagerung der Breccie nicht nur Veränderungen infolge Einschneidens der Täler, sondern auch in bezug auf die gegenseitige Höhenlage einzelner Gebirgsteile stattgefunden haben.

Legt man aber eine Fläche durch den Gipfel der Zugspitze und die oberste Kante der Längenfeldhochfläche, so weist dieselbe einen um zirka 4° (68%) kleineren Fallwinkel gegenüber derjenigen von Penck auf, diejenige Fläche, welche den Gipfel des Waxensteins berührt, einen um 5° (85%) kleineren (Fig. 2 A). Den Fallwinkel einer Fläche wie diejenige von Längenfeld auf 4—5° genau zu bestimmen, ist aber mit dem besten Willen nicht möglich.

Daß sich das Relief des Grundgebirges seit Ablagerung der Breccie nicht unbedeutend geändert haben muß, u. zw. infolge Eintiefung der Täler, ist jedoch sicher. Eine schollenartig stattgefundene relative Hebung des Gebiets der Längenfeldbreccie gegenüber demjenigen des Waxensteins-Zugspitze ist durch die Überlegungen Pencks nicht

bewiesen. Es fehlen für die Annahme dieser Schollenbewegung die sie begründenden genauen morphologisch-geologischen Aufnahmen dieses Gebiets.

Die Annahme Pencks, daß das Sammelbecken für die Wildbäche über dem heutigen Höllental gelegen hatte, verlangt eine Tiefenerosion von mindestens 1000 m seit Entstehung der Breccie im Gebiet des Höllentals; das ganze Tal wäre also erst nach der Breccie gebildet worden. Eine so gewaltige Formveränderung seit Ablagerung der diluvialen Breccien konnte in keinem anderen Gebiet festgestellt werden. Dieser Reliefumgestaltung gegenüber muß diejenige im Gebiet der

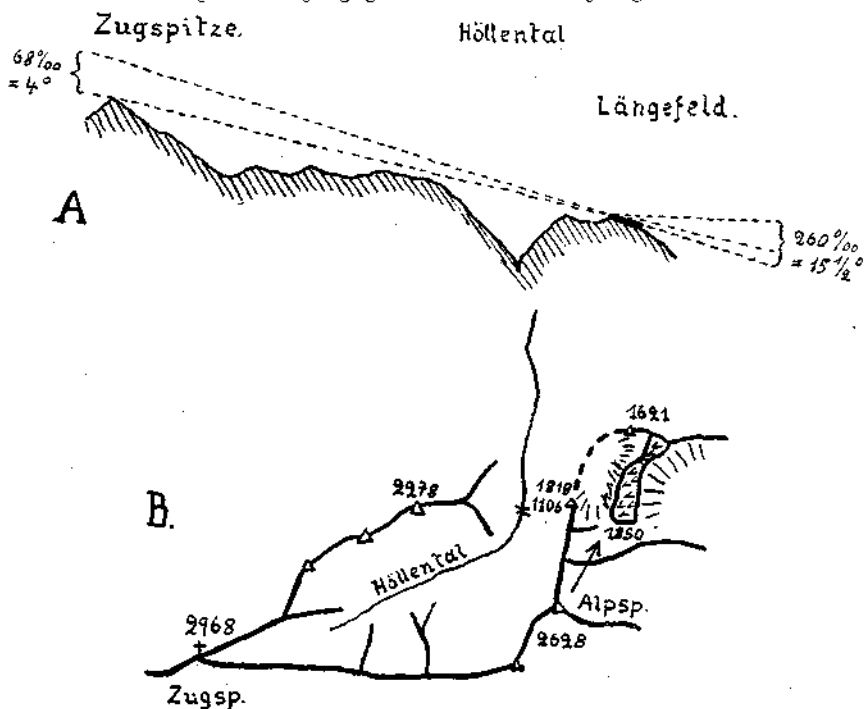


Fig. 2. A = Profil von Längenfeld gegen die Zugspitze. B = Kartenskizze des Höllentals. (Gestrichelte Linie = vermuteter ehemaliger Verbindungsgrat. Der Pfeil gibt die Richtung an, aus der die Gerölllieferung erfolgt sein kann.)

Judenköpfe als gering bezeichnet werden. Es sind aber Anzeichen vorhanden, daß auch bei ersterer die Veränderung des Gebirges nicht unbedingt in dem von Penck geforderten Ausmaß erfolgt sein muß. Bei Betrachtung der Westumrandung der Längenfelddreccie in der Natur, vor allem aber auf der Karte, drängt sich die Frage auf, ob der alte Talkessel nicht einfach durch einen Felsgrat, der vom Höllentalköpfel bogenförmig über dem Schwarzen nach dem Rauhkopf hinzog, abgeschlossen wurde (Fig. 2 A, B). Ein solcher Grat könnte das Schuttmaterial für die Breccie geliefert haben. Die Wildbäche ergossen sich vielleicht von SW aus dem Gebiet der Alpspitze her in den alten Talkessel. Doch auch bei dieser Erklärung ist die anzunehmende Um-

gestaltung seit Ablagerung der Breccie noch ganz bedeutend. Der Felsgrat ist zum größten Teil verschwunden und an seiner Stelle erstreckt sich der Talkessel von Hupfleiten. Die Beantwortung der Frage, wie weit der Hammersbach schon eingeschnitten war, muß einer erneuten morphologischen Untersuchung überlassen bleiben.

Im Leutaschtal findet sich am Nordabfall des Arnspitzzuges eine verfestigte Gehängeschuttbildung, die aus groben Wettersteinkalktrümmern besteht (14). Sie läßt sich von 1140 bis 1500 *m* Höhe verfolgen, reicht bis nur 100 *m* über den heutigen Talboden hinab und bildet einen Riedel zwischen zwei Runsen. Die oberen Partien sind meist feinkörniger. Weder Ampferer noch Penck fanden in ihr kristalline Gesschiebe. Am Weg von Lochlehen zur Arnspitze lagert über der glattgeschliffenen und geschrammten Breccie Inntaler Grundmoräne. Tiefer als die Breccie liegend, trifft man in den Runsen betonartige Moräne mit selten kristallinen Fragmenten. Sie weicht durch ihre tillartige Beschaffenheit von der Hangendmoräne der Breccie und den sonst im Leutaschtal auftretenden Moränen stark ab und tritt so nahe an die etwas höher gelegene Breccie heran, daß an einer Überlagerung durch letztere nicht zu zweifeln ist. Die Breccie lagert also zwischen zwei Moränen und war vor Ablagerung der Hangendmoräne bereits verfestigt.

Ein ähnlich gelagertes Breccienvorkommnis findet sich im Isartal oberhalb Mittenwald (Penck). Es liegt an der Mündung der Sulzeleklamm (15) in zirka 1140 *m* Höhe und weist steile, im Sinne des Gehänges fallende Schichtung auf.

Ausgedehnte Breccienreste finden sich im Gassellahnbachtal gegenüber von Mittenwald (16). Der etwa 4 *km* lange Bach hat hier einen gewaltigen Talzirkus geschaffen, der im S und O von den schroffen Kalkgipfeln der Karwendelkette (Viererspitz, Predigtstuhl, Großkarspitzen, Wörner, Wörner Kopf) begrenzt wird. Im N wird er von dem niederen gerundeten Zundwei- und Schwarzkopf eingefaßt. Während die nördlich vom Bach gelegene Talflanke nur ganz untergeordnete Gliederung aufweist, wird die südliche durch mächtige, vorspringende Felsriegel, den Hochland-, Mittereck- und oberen Ochsenbodenriegel, stark zergliedert. Zwischen die Riegel schalten sich tiefe Täler ein, die ihren Ursprung im Damm- und Mitterkar haben. Die Gehängebreccien lagern vor allem im südlichen Teil des Talzirkus.

Wir finden an der Nordspitze der Viererspitze, angelehnt an die steil abfallenden Kalkwände, eine ausgedehnte, verkittete Schutthalde, die tief gegen das Isartal hinabzieht, wo sie im Raineckwald unter die interglazialen Schotter untertaucht. Die Breccie läßt sich von 1450 bis gegen 1020 *m* hinab verfolgen. Sie besteht aus Gesteinstrümmern der Viererspitze, in der Hauptsache aus meist über faustgroßen Brocken von Wettersteinkalk. Größere Trümmer sind selten und erratic Material wurde bis jetzt in ihr nicht gefunden. Es ist eine typische Schutthalde mit einem anfänglichen Böschungswinkel von 35°, der gegen unten immer geringer wird. Ihre Bildung ist heute abgeschlossen. Sie ist von Wald überzogen und wird einwandfrei von der Grundmoräne der letzten Großvergletscherung überlagert. Nach Penck [68,

S. 334] wird die Breccie auch von einer tillitartigen Grundmoräne und deutlich gekritzten und seltenen zentralalpinen Geschieben unterlagert.

Weitere Reste einer alten Breccie finden sich weiter östlich im Gebiet des Kälberalpbaches. Es handelt sich hier um eine Reihe getrennter Breccienvorkommen. Sie lagern höher als die Viererspitzebreccie. Die am tiefsten liegende Breccienpartie findet sich nördlich der Jagdhütte (1453 *m*) am linken Ufer des Kälberalpbaches in 1380 bis 1400 *m* Höhe. Sie bildet nur einen dünnen Überzug auf dem Grundgebirge und reicht bis auf 5 *m* zum heutigen Bachbett hinab. Das oberste Breccienvorkommen liegt vor dem Wörner auf dem Wörnergrat (1990 *m*). Die Breccie ist hier deutlich geschichtet und fällt gegen W. Sie bricht nach O in zirka 10 *m* mächtigen Wänden steil gegen das Wörnerkar ab. Gegen W zieht sie sich bis auf 1850 *m* hinab. Es fehlt dieser Breccienpartie heute die nährnde Wand. Weitere Breccienreste finden sich über den „Wasserfällen“ in 1590—1630 *m*, auf dem Hochlandriegel in 1500—1630 *m* und auf dem Mittereck in 1530 bis 1650 *m* Höhe. Letzterer Breccienrest erreicht stellenweise bis 50 *m* Mächtigkeit. In dem Profil II in Fig. 1 [68, S. 333] gibt Penck ferner noch Breccie bei der Jagdhütte (1453) an, die gegen den Punkt 1566, 4 hinaufzieht. Diese Breccie konnte von mir nicht aufgefunden werden. Von der Jagdhütte bis Punkt 1566, 4 wurde nur anstehender Fels beobachtet. All diese getrennten Breccienreste bestehen wie die Viererspitzebreccie aus Trümmern von Wettersteinkalk, die aber nach Penck viel fester verkittet sein sollen. Penck faßt sie unter dem Namen „Hochlandbreccie“ zusammen.

Eine direkte Überlagerung der Hochlandbreccie durch Moräne ist nicht nachweisbar, doch muß sie älter sein als die in der Gegend oberflächlich herrschenden Moränenwälle des Gschnitzstadiums Pencks. Diese lagern nämlich tiefer als die Breccie in den Tälern zwischen den Riegeln. Eine Unterlagerung durch tillitartige Grundmoräne ohne zentralalpines Material findet sich am Hochlandriegel und am Mittereck. Die Hochlandbreccie liegt demnach zwischen zwei verschiedenen ausgebildeten Lokalmoränen.

Nach Penck haben wir es bei dem Breccienvorkommen am Hochlandriegel weniger mit einer Schutthalde als mit einer durch Wildbäche erfolgten Talzuschüttung zu tun, die eine alte, quer über dem heutigen Riegel ziehende Furche erfüllt [68, S. 341]. Unverständlich bleibt einem dabei, wie sich in der Rinne dieses Wildbaches die Liegendmoräne erhalten konnte. Auch finden sich keine gerundeten Gerölle, die auf Wassertransport schließen ließen. Die Hochlandbreccie ist eine echte Gehängezuschüttung, womit nicht gesagt sein soll, daß nicht auch untergeordnet Murmaterial an ihrem Aufbau beteiligt sei.

Penck will nun die Viererspitze- und Hochlandbreccie zwei verschiedenen Interglazials zuweisen. Er begründet seine Auffassung folgendermaßen [68, S. 336]:

„Gleich der Viererspitzebreccie ist also die Hochlandbreccie zwischen zwei Vergleisungen gebildet. In ihrem Auftreten zeigen beide Breccien jedoch noch erhebliche Verschiedenheiten. Die Viererspitzebreccie ist eine nahezu intakte Schutthalde, stellen-

weise überkleidet mit Moränen; die Hochlandbreccie zerfällt in einzelne Vorkommnisse, welche im allgemeinen von den Felswänden getrennt sind, die sie gespeist haben. Sie ist zerschnitten durch Täler von über 200 m Tiefe, zwischen denen sie nur als Krönung von Riedel auftreten.....

Die Viererspitzebreccie senkt sich bis tief ins Isartal hinab, die Hochlandbreccie hört im Gebiet des Kälberalpaches in einer Höhe auf, wo jene in einem benachbarten Winkel des Isartales einsetzt.....

Die Viererspitzebreccie ist eine reine Gehängebildung, verkitteter Gehängeschutt der sich bis zu den lakustrinen Ablagerungen des Isartales hinabverfolgen läßt. Die Hochlandbreccie verschüttet, wie besonders Fig. 1, II, erkennen läßt, einzelne Talverastelungen, die 50—100 m tief zwischen die sie trennenden Riedel eingeschnitten sind. Die alten Riedel laufen stellenweise quer über die heutigen, wie wiederum Fig. 1, II, zeigt.

[S. 341] „Die Hochland-, Schachen- und Längensfeldbreccie liegen am Fuße des Hochalpenzuges, an die Wände von Wettersteinkalk gelehnt oder dicht vor denselben, dort wo sie sich über die vorgelagerten Hochflächen von Dolomit und Raibler Schichten erheben. Die Hochflächen erscheinen wie Überreste einer riesigen Talweitung, die sich im Längstalzuge der Isar und Loisach zwischen dem Hochalpen- und Voralpenzug erstreckt und in ersteren sich einbuchtet. In diese Einbuchtung, nicht aber in die heutigen Täler ziehen sich die Hochland- und Längensfeldbreccie herab, und gemein ist ihnen, daß sie hier als Talverschüttungen erscheinen, als Ablagerungen von Wildbächen, die sich an Stellen finden, wo solche heute nicht mehr entstehen können. Die Hochlandbreccie zeigt den Übergang solcher Wildbachaufschüttungen zu echten Gehängebreccien.....“

Das verschiedene Verhalten der beiden in Betracht kommenden Breccienhorizonte zu den Tälern schließt nun aus, daß sie gleich alt sind: Auf Wasserscheiden gelegen sind die Vorkommnisse des mittleren Horizonts älter als die heutigen Talverzweigungen; der tiefere Horizont reicht tief bis ins Isartal hinab und tritt hier in Verknüpfung mit anderen interglazialen Ablagerungen.....“

Es sind also wieder morphologische Überlegungen wie bei der Schachen- und Törlbreccie, die Penck zur zeitlichen Trennung von Hochland- und Viererspitzebreccie geführt haben. Konnten wir der Trennung der beiden ersteren Breccien vorbehaltlos zustimmen, so erweisen sich aber die Gründe zur Trennung der beiden letzteren als nicht überzeugend. Es lassen sich diese Viererspitze- und Hochlandbreccie auch als zusammenhängende, gleichzeitig entstandene Gebilde erklären, u. zw. aus folgenden Überlegungen heraus (siehe dazu Fig. 3): Das Gehänge, auf der die heutige Viererspitzebreccie lagert, ist ein altes Stück des unmittelbaren Isartalhanges. Es hat als Erosionsbasis den Spiegel der Isar und wird in keiner Weise vom Gassellahnbach beeinflusst. Sobald die Breccie in den Erosionsbereich des Gassellahnbaches tritt, springt ihr heutiger Grenzverlauf fast rechtwinklig zurück. Die Brecciengrenze verläuft ungefähr in Richtung des Hanggefälles. Dieser Grenzverlauf kann kaum der ursprüngliche sein, viel eher muß angenommen werden, daß die Breccie früher, auf einem vom heutigen Relief verschiedenen, weiter gegen N gereicht haben muß. Die tiefe Schlucht des Gassellahnbaches bestand damals noch nicht. Die Viererspitzebreccie ist im Erosionsbereich des Gassellahnbaches beseitigt worden und nur in demjenigen der Isar erhalten geblieben. Zur intakten Erhaltung der Viererspitzebreccie trägt auch der Umstand bei, daß dem Gehänge hier Wasserläufe fehlen. Es wird nur von zwei unbedeutenden Runsen durchzogen. Eine weitere mächtigere Runse zieht von der Viererspitze durch die Erzgrube zum Isartal hinab. Sie folgt meistens der Grenze der Breccie gegen das aufragende Wettersteinkalkgehänge. Hier wurde die Breccie durchschnitten. In phantastischen Wänden streicht sie gegen die Runse aus.

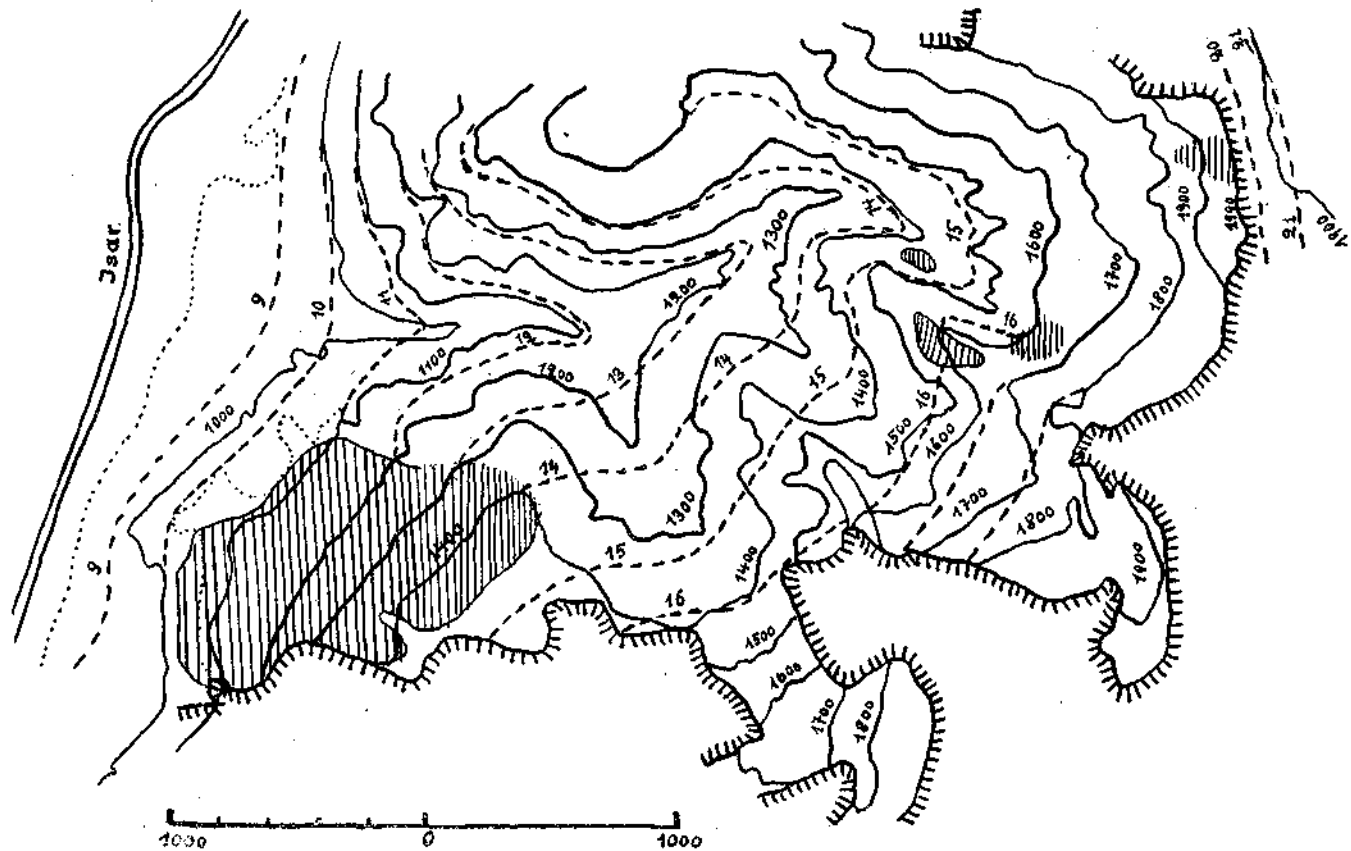


Fig. 3. Karte der Viererspitzen-Hochlandbreccie. Geschummerte Linie = Felswände.
 Senkrechte Schraffen = Breccie. Ausgezogene Linien = heutige Höhenkurven. Unterbrochene Linien = rekonstruierte Höhenkurven
 des Talkessels zur Zeit der Breccienbildung. Aequidistanz = 100 m.

Die stark zerschnittene Hochlandbreccie liegt nun ganz im Erosionsbereich des Gassellahnaches und seiner Fortsetzung, des Kälberalpbaches. Die Breccienreste über den „Wasserfällen“ und östlich der Jagdhütte zeigen uns, daß der oberste Teil des Kälberalpbaches schon zur Bildungszeit der Breccie nahezu in heutige Tiefe eingeschnitten war. Während der Bach sich bis zu einer Höhe von 1350 *m* schluchtartig eingeschnitten hat, weitet sich von dieser Höhe an der Talquerschnitt. Wir haben hier ein altes, vor der Bildung der Breccie entstandenes Stück des Kälberalpbaches vor uns. Dieser Unterschied der beiden Talstrecken tritt auch in der Gefällskurve des Baches deutlich hervor (Fig. 4). Verlängert man den alten Talboden nach W, so mündet er in zirka 1050 *m* Höhe ins Isartal. Der Gassellahnbach muß einst über eine mehr als 100 *m* mächtige Stufe zur Isar hinabgestürzt sein. Die rückwärts-

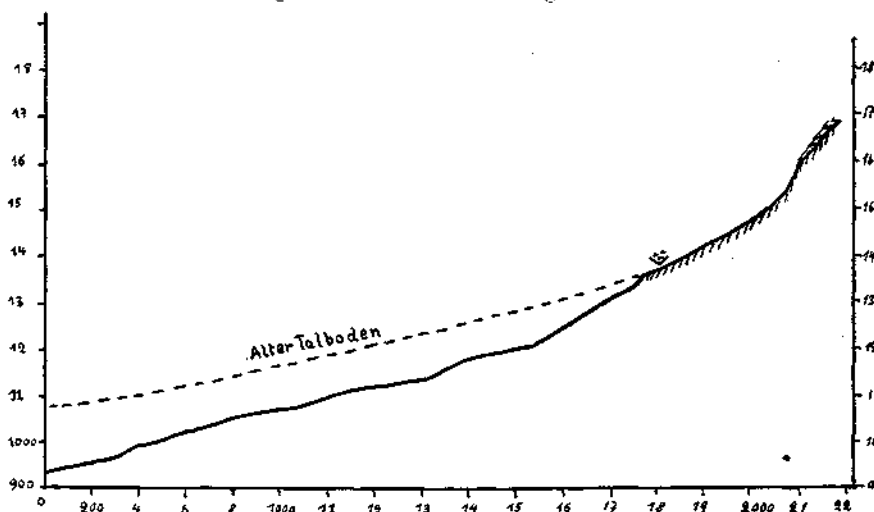


Fig. 4. Gefällskurve des Gassellahnaches.

schreitende Erosion hat die Stufe fast gänzlich beseitigt und ist heute bis gegen 1350 *m* Höhe hinauf fortgeschritten. Die Höhe der Stufenmündung fügt sich derjenigen sonst in der Gegend von Mittenwald beobachteten ziemlich gut ein [52, S. 34].

Die Bildung der Breccien auf dem Mittereck und Hochlandriegel war nur bei stark verändertem Relief möglich. Die Riedel mußten breiter und flacher gewesen sein; das Tal der unteren Kälberalpe und dasjenige zwischen Mittereck- und Hochlandriegel waren demgemäß noch weniger tief eingeschnitten. Die querverlaufenden Rinnen Pencks hatten nur ganz lokale Bedeutung. Die Hochlandsbreccie ist eine echte Gehängezuschüttung über ein bedeutend flacheres Relief, das aber nicht grundverschieden von dem heutigen gewesen sein muß, wie es Penck annimmt. Das heutige Relief läßt sich aus dem älteren durch bedeutende Rückwärtserosion des Gassellahnaches, vor allem der Seitenbäche, erklären. Diese Erosion fand nach der Aufschüttung der interglazialen Schotter im Isartal statt, sie ging parallel mit dem Wiedereinschneiden der Isar.

Untersuchen wir den Verlauf der Erosion im Bereich unserer Breccien (Fig. 5).

Nach den Beobachtungen über Teilbildung haben wir in der Talstrecke A B des Gassellahnbaches vor allen Dingen Tiefenerosion zu erwarten. Der Bach schuf sich hier eine tiefe Schlucht, nur unbedeutend wurde das alte Gehänge zurückverlegt. Das Haupttal selbst wurde nur z. T. wieder in seinen Schutt eingeschnitten. Die Erosion der Isar auf den ehemaligen Felsgehängen ist gleich Null zu setzen, was daraus hervorgeht, daß sie die Gehänge nicht einmal von ihrem eigenen Schutt befreien konnte. Hier erhielten sich die einstigen Gehänge und somit auch die unmittelbar auf ihnen lagernden Breccien am längsten. Auf einem solchen Gehängestück lagert die Viererspitzebreccie.

Hinterhalb B haben wir neben Tiefenerosion vor allem Rückwärts-erosion und Verzweigen der Gewässer zu erwarten. In diesem Gebiet

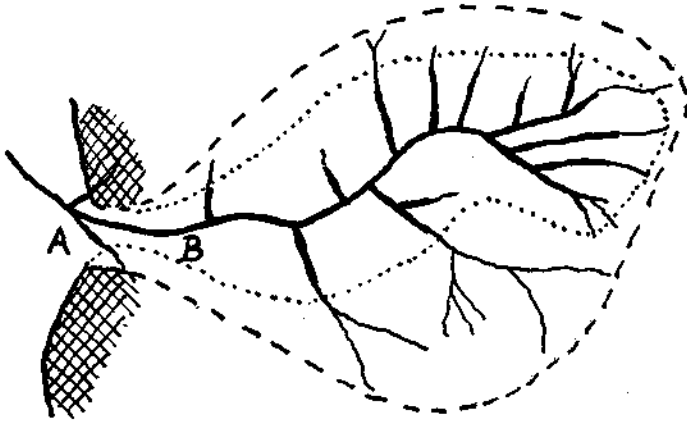


Fig. 5. Verlauf der Erosion im Gassellahnachtal.

Gestrichelte Linie = Erosionsbereich zur Jetztzeit. Punctierte Linie = Erosionsbereich zur Zeit der Breccienbildung. Schraffiert = Stellen minimalster Erosion.

wird das Gehänge am meisten zerstört. Überall schaffen die Gewässer Neuformen. In einem solchen Bereich lagert die Hochlandbreccie.

Es läßt sich somit die Verschiedenheit in der Zerstörung der Hochland- und Viererspitzebreccie einfach durch die örtlich verschiedene Erosion erklären, Hochland- und Viererspitzebreccie sind gleichaltig. Ich fasse sie unter dem Namen Gassellahnbreccie zusammen.

Im Gebiet des Karwendelgebirges finden sich weitere ausgedehnte und mächtige Breccienreste. So lagert ein solcher zu hinterst im Karwendeltal im Bereich des Hochalpsattels (17). Westlich des Sattels liegt in 1475—1570 m Höhe feste, aus eckigen Bruchstücken von Wetterstein- und Muschelkalk bestehende Breccie, die deutlich nach S einfällt. Stellenweise sind die Gesteinsstücke etwas abgerundet. Die Breccie liegt zwischen zwei kalkalpinen Moränen. Die Hangendmoräne übersteigt das Joch und reicht gegen W tiefer als die Breccie hinab. Auf der Ostseite des Passes findet sich in dem nördlichsten Graben gegen den Ahorn-

boden in 1400—1500 *m* Höhe eine ähnliche Breccie, über welche die Grundmoräne in bedeutender Mächtigkeit hinwegstreicht.

Am nördlichen Gehänge des Enger Grundes (18) lagert die zweitgrößte Breccie des Karwendelgebirges. Sie überkleidet, wenn auch nicht ganz zusammenhängend, in einer Länge von mehr als 2 *km* zwischen 1700 *m* und 1800 *m* das Gehänge und besteht in der Hauptsache aus Muschelkalkschutt. Seit ihrer Bildung ist sie von der Erosion stark zerschnitten worden. Unterhalb des Hochlegers der Alpe stellen sich spärliche Reste einer die Breccie überlagernden Moräne ein.

Im Hinterautal finden sich nur kleine Reste von Gehängebreccien, so in der Schlucht des Kienleitengrabens (19) in 1100 *m*. Wir haben hier einen verkalkten Schuttkegel vor uns, der einer Grundmoräne aufsitzt. Eine Überlagerung durch Moräne ist nicht feststellbar. Es steigen jedoch die zentralalpinen Erratica am Gehänge des Kienleitenkopfes beträchtlich über die Höhe dieses Schuttkegels empor.

Weitere kleine Breccienvorkommnisse aus Wettersteinkalk finden sich an der Westseite der Sonnenspitze in der Moserklamm und auf der Südseite der Sonnenspitze (20). Das erstere, das zwischen 1500 *m* und 1800 *m* liegt, weist mit 35° talaufwärtsfallende Schichtung auf. Auf der Breccie lagert an mehreren Stellen schwach bearbeitete Grundmoräne. Der Breccienrest am Südfall des Berges klebt an steilen Wänden in 1500—1600 *m* Höhe. Einen weiteren kleinen Breccienrest fand Fels [39] auf dem Kamme des Gebirges, 2 *m* unter dem Gipfel der westlichen Moserkarspitze (2529 *m*) (21). Diese Breccie gleicht petrographisch der unteren, ist aber weniger stark verküftet und nur undeutlich geschichtet. Damit sie entstehen konnte, mußte das Gebirge wesentlich andere Formen besessen haben; hingegen zeigen die unteren Vorkommnisse in der Moserkarklamm, daß sich das Relief seit der Zeit ihrer Bildung nicht allzu stark geändert hat. Die unteren Breccienpartien und die Kambbreccie scheinen verschiedenen Alters zu sein; die Kambbreccie ist die ältere.

Breccienreste an der Südseite der Solsteinkette zeugen von einer einst ganz gewaltigen Verschüttung des Südgehänges dieser Gebirgskette. Das westlichste Breccienvorkommnis liegt am Südhang der Hohen Warte (22) in 1400—1800 *m* Höhe. Es besteht fast ausschließlich aus Wettersteinkalk. Zu seinem ursprünglichen Bereich gehören wahrscheinlich zwei kleine Breccieschollen, die unterhalb in zirka 700 *m* Höhe anstehen.

Nördlich von Innsbruck lagert das größte Breccienvorkommnis, das bis jetzt überhaupt bekannt geworden ist, die Höttinger Breccie (23), über die eine reiche Literatur existiert. Am eingehendsten wurde sie in der ihr gewidmeten Monographie von Penck [62] beschrieben. Die Breccie lagert zwischen 635 *m* und 2000 *m* Höhe, reicht bis 55 *m* über dem heutigen Innspiegel hinab und läßt sich gegen 7 *km* lang am Gehänge der Solsteinkette hin verfolgen. Die Breccie ist als eine einheitliche Bildung von ziemlich wechselnder petrographischer Beschaffenheit aufzufassen. Insbesondere lassen sich eine rote und ein weiße Varietät unterscheiden. Die erstere erhält durch Buntsandsteinmaterial ihre bezeichnende Färbung, welche der anderen, die hauptsächlich aus Wetterstein-

kalk besteht, fehlt. Die beiden Varietäten lassen sich nicht voneinander trennen, sondern verzahnen sich miteinander und gehören demselben Zeitabschnitt an. Wenn die obere Partie der Breccie weiß, die untere entweder weiß oder rot ist, so hängt dies damit zusammen, daß der Buntsandstein in dieser Gegend auf die tieferen, unter 1200—1300 *m* Höhe gelegenen Regionen beschränkt ist. Die Höttinger Breccie erscheint nach den eingehenden Untersuchungen Pencks als eine einheitliche geologische Formation, als das Produkt eines bestimmten geologischen Vorgangs, nämlich der Umschüttung des Gebirges mit seinem eigenen Schutt.

In den oberen Gehängepartien ist die Breccie durchwegs steil geneigt und erscheint hier als Schutthalde. Unten lagert sie flacher, wie das Material eines Schwemmkegels oder Murfächers. Sie fällt daher nicht nur inauswärts, sondern stellenweise auch inaufwärts, wie z. B. in Mayrs Steinbruch. Die Breccie hat sich über ein unregelmäßiges Relief gebreitet, z. T. Felsgrund, z. T. Moräne. Solche Liegendmoräne findet sich nicht nur im Mittelkessel beim Lepsiusstollen, sondern auch weiter östlich am Knappensteig und westlich in der Nähe von Mayrs Steinbruch. Ferner lagert die Breccie auf Moräne im Mühtauergraben, beim Fallbach, im unteren Höttinger Graben und bei den Allerheiligenhöfen. Es findet sich sogar ein Rest von Liegendmoräne auf der Höttinger Alm in zirka 1500 *m* Höhe. Ebenso hoch findet sich erratisches Material in der Breccie. Das Eis muß also schon vor deren Bildung einmal bis 1500 *m* Höhe gereicht haben.

Über der Breccie lagern stellenweise Schotter, Sande und Ton, die der allgemeinen Zuschotterung angehören. Über die Innschotter und Breccie breitet sich die Hangendmoräne, welche über die Terrasse bis in eine Höhe von 640 *m* hinabzieht. Zu dieser Moräne gehört die prachtvolle Schwarz-Weißgrenze (Schiffkehle Pencks), die hier auf einen Eisstand von 2000 *m* hinweist. Sie senkt sich langsam talauswärts und läßt sich den jungen Endmoränen im Alpenvorland anschließen. Die Hangendmoräne gehört der letzten Großvergletscherung an. Das Alter der Liegendmoräne ist weniger sicher. An zwei der drei Stellen des Inntalgehänges finden sich Grundmoränenreste, die nach Penck zwischen die Höttinger Breccie und die spätere Talverschüttung zu stellen sind; die sogenannten „Sockelmoränen“. Ihre Stellung ist aber nicht einwandfrei erwiesen, doch soll auf diese Frage erst im Abschnitt II, 4, näher eingegangen werden.

Die Höttinger Breccie zeigt uns, daß das Inntal vor ihrer Ablagerung in nahezu gleiche Tiefe wie jetzt eingeschnitten war. Die Felsterrasse des Inntales war um jene Zeit nördlich von Innsbruck deutlich ausgebildet, wenn auch in geringerer Höhe als die heutige Terrasse. Das Gehänge selbst besaß im wesentlichen seine heutige Gliederung. Der Höttinger und Mühlauer Graben waren bereits eingeschnitten, der erstere in seinen unteren Partien in größere Tiefe und Breite als heute.

Zur Rekonstruktion der damaligen Oberfläche des Inntalgehänges müssen wir demselben das Schuttmaterial der Höttinger Breccie wieder zurückgeben. Dasselbe ist z. T. den unteren Gehängepartien entnommen, die später von der Breccie zugedeckt wurden. Namentlich die Beschaffen-

heit der Breccie im unteren Höttinger Graben weist auf große Zerstörung am Talhang im Bereich des Buntsandsteins hin. Sie deutet an einigen Stellen in diesem Graben auf Wildbachablagerungen. Wir müssen uns vorstellen, daß sich zu Anfang der Breccienbildung Wildbäche in die unteren Gehängepartien hineinfraßen und an deren Fuße große Schuttkegel anhäuften. Die Breccie des Gehänges aber wird fast ausschließlich aus Kalkkrümmern aufgebaut, die von der darüber aufragenden Solsteinkette herrühren. Über der Breccie erhebt sich ein asymmetrischer Karlingskamm mit nicht allzu steilem Anstieg, nur da und dort mit Wandformen, die heute noch Schutthalden liefern. Der obere Teil der Breccie muß aber als typische Schutthalde gedeutet werden. Der Kamm hat jedoch nicht mehr die Form, die bei zur Schutthaldenbildung führender Wandverwitterung entsteht. Die Kare trennen heute meistens die Breccie von den aufragenden Felswänden und müssen jünger als die Breccie sein. Das gleiche muß auch für diejenigen an der Hochlandbreccie angenommen werden. Der Kamm ist nicht nur durch die Gehängeschuttbildung, sondern auch durch die Kare seit Beginn der Breccienbildung verändert worden.

Penck [62, S. 124] schätzt das Volumen der ehemaligen Breccie auf 1 km^3 . Diese Gesteinsmassen müssen wir dem Gehänge vor der Karbildung zurückgeben, um seine ehemalige Gestalt zu rekonstruieren. Mit Sicherheit kann angenommen werden, daß der damalige Kamm höher emporgereicht hat als der heutige.

Ein neuer Gesichtspunkt zur Rekonstruktion des ehemaligen Brecciengrundreliefs ergibt sich aus den Ausführungen Ampferers [23, S. 98].

„In den oberen Hängen liegen die Taleinschnitte noch ganz in der Breccie, dagegen schneiden dieselben in den mittleren und unteren durch die mächtige Breccienbildung ins Grundgebirge ein. Man kann dies nur mit der Annahme erklären, daß zur Zeit der Gehängeverschüttung das Gebirge in den oberen Teilen steiler, in den mittleren und unteren aber flacher als heute gebaut war. Es ist aber ebenso gut möglich, darin den Ausdruck einer Verbiegung des Berggehänges zu sehen.“

Auch Penck [68, S. 342] ist nicht abgeneigt, hier eine tektonische Einbiegung des Gehänges anzunehmen.

„Die Tatsache, daß manche Bänke im Mayerschen Steinbruch leicht bergwärts fallen, macht eine tektonische Einbiegung gerade hier nicht unwahrscheinlich.“

Haben wir es hier wirklich mit einer tektonischen Einbiegung des Gehänges zu tun, so wird dieselbe aller Wahrscheinlichkeit nach mit der allgemeinen Einbiegung des Inntales zusammenhängen. Näher darauf wird im Abschnitt III bei Besprechung der diluvialen Tektonik eingegangen werden.

Östlich der Höttinger Breccie lagern in der Gegend der Taurer Alpen (24) in zirka 1500 m mehrere kleine Breccienschollen aus Muschel- und Wettersteinkalk.

Ferner finden sich Breccienreste am Halltaler Törl (25) bei 1774 m Höhe. Das Material dieser Breccie stammt sowohl vom Gehänge der nördlich gelegenen Wildangerspitze als auch von demjenigen des südlich gelegenen Zunderkopfes. Die Schichtung fällt dem Inntal zu. Schroffe, überhängende Wände gegen die Schlucht, die vom Törl zum Halltal hinabzieht, zeigen an, daß sich der Felsuntergrund seit Ablagerung der Breccie stark verändert hat. Diese Breccienvorkommnisse machen es

wahrscheinlich, daß die Höttinger Breccie einst bedeutend weiter gegen O gereicht hat, ebenso zeigen die Breccienreste an der Hohen Wand, daß sie weiter gegen W reichte. Der ganze Südabfall der Solsteinkette war unter dem Gehängeschutt begraben.

Weiteren Breccien begegnen wir am Südabfall des Karwendels im Halltal (26). In drei ziemlich weit auseinanderliegenden Resten tritt uns hier eine wahrscheinlich einst zusammenhängende Schuttdecke entgegen. Die Breccienreste finden sich unter dem Lavatschjoch in 1800 bis 2000 m, bei den verzauberten Knappen am Abhang des Speckkars in 1700—2000 m und im Eibental in 1200—1400 m Höhe. Sie bestehen aus stellenweise sehr groben Trümmern von Wettersteinkalk. Alle Vorkommnisse lagern heute hoch über dem Talgrund. Gewaltig hat die Erosion seit ihrer Ablagerung dieses Gebiet zerschnitten, wobei ihr vor allem die Breccie zum Opfer fiel.

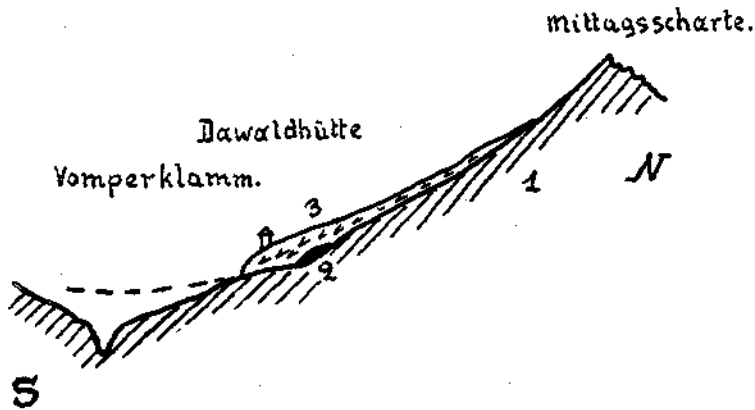


Fig. 6. Profil durch die Vompertalbreccie (nach Ampferer).

1 = Grundgebirge, 2 = Liegendmoräne, 3 = Breccie. Unterbrochene Linie = vermutlich alter Talboden zur Zeit der Breccienbildung.

Gute Breccienaufschlüsse bietet das östlich benachbarte Vompertal (27). Ein kleines, aus Wettersteinkalk bestehendes Breccienvorkommnis lagert am Aufstieg zum Zwergloch in 1008 m Höhe beim Pürschhaus. Ein größerer Rest von Wettersteinkalkbreccie lagert am Südgehänge des Hochnißlkammes in 1200—2000 m Höhe. Die Breccie endet unterhalb der Dawaldhütte (1240) frei über einem steilen Wandabbruch. In einer Schlucht nordwestlich der Hütte lagert unter der Breccie ein kleiner Rest von Grundmoräne. Von der Jagdhütte an aufwärts bis zum Punkt 1460 liegen auf der Breccie erratische Blöcke. Sie ist also zwischen zwei Vergletscherungen abgelagert worden. Ampferer (6) nimmt an, daß sie einst bis zum damaligen Bachbett hinabgereicht habe und nimmt für dasselbe eine gleich tiefe Lage wie für das heutige an (zirka 800 m). Wahrscheinlich ist es aber, daß das Bachbett damals höher gelegen hat, was auch aus dem Profil Ampferers (Fig. 6) ersichtlich ist. Wir haben im Vompertal ähnliche Verhältnisse wie im Halltal vor uns.

In dem östlich vom Karwendel gelegenen Sonnwendgebirge sind bis jetzt nur zwei Breccienvorkommnisse bekannt geworden.

Das eine liegt an der Westseite der Vorderspitze südlich der Buchaueralpe (28) zwischen 1200—1300 *m* Höhe und besteht aus Muschelkalk und Wettersteinkalk.

Ein weiterer Breccienrest findet sich am Westhang der Brandenberger Schlucht im Marietaler Wald (29): ein sehr grobklotziger, verkalkter Trümmerhaufen, bestehend aus Lias- und Lithodendronkalken, mit einzelnen, eingestreuten zentralalpiner Geröllen. Die Breccie reicht von zirka 700 *m* bis 850 *m* Höhe und wird von einer mächtigen Decke von Inntaler Grundmoräne überzogen. Sie wurde vor Ablagerung der Moräne stark erodiert. Die Erosion erfolgte aller Wahrscheinlichkeit nach schon vor Ablagerung der Terrassensedimente, die sich am Grunde der Brandenberger Schlucht finden. Die Breccie ist hier als Rest einer Bergsturzmasse aufzufassen. Dieser Bergsturz war ein Vorläufer des postglazialen Pletzackopfbergsturzes.

Weiter östlich finden sich am Südabfall des Pölven (30) wieder Gehängebreccien in 1100—1200 *m* Höhe. Sie bestehen aus Muschel- und Wettersteinkalk.

Zahlreich sind die Reste einer ehemaligen Gehängeverschüttung an den Süd-, wie an den Nordgehängen des Kaisergebirges.

Am Südabhang des Wilden Kaisers sehen wir vor allem in den Gräben alten Wildbachschutt bis nahe an den Talboden des Söllandes hinabziehen (31). Die Reste von Wildbachschutt sind meist verkalkt und werden von den eigentlichen Terrassensedimenten sowie von Inntaler Grundmoräne diskordant überlagert. Ihrem Auftreten nach können sie zu den Gehängebreccien gestellt werden. Die Aufschlüsse im Wochenbrunnergraben erinnern an die Höttinger Breccie, indem wir auch hier eine untere, durch Buntsandstein rotgefärbte und eine obere buntsandsteinfreie Zone unterscheiden können. Im übrigen setzt sich die Breccie, die stellenweise konglomeratisch wird, aus Trümmern von Muschelkalk, Wettersteinkalk, Raibler Kalk und Hauptdolomit zusammen. Zentralalpine Gerölle wurden in ihr nicht gefunden. Die unteren roten Partien werden von Innschottern überlagert, während auf den oberen Teilen unmittelbar Inntaler Grundmoräne liegt.

Ein in Habitus und Lagerung einwandfreies Breccienstück liegt südlich der Baumgartenalpe (32) in 1080—1100 *m* Höhe auf einem vorspringenden Bergrücken.

Ferner verzeichnet Ampferer auf der Nordseite des Söllandes am Fuße des Faislenbichls bei Auhäusel Gehängebreccie (33). Sie findet sich in zirka 740 *m* Höhe und gehört ins Liegende der Terrassenschotter.

Typische Gehängebreccien aus Wettersteinkalk lagern auf der Süd- und Nordseite der Pyramidenspitze (34, 35). Die südlich gelegenen Breccien finden sich in 1400—1600 *m* Höhe. Frei ragen hier die Bänke einer solchen über die wilde und tiefe Schlucht des Barentales hinaus. Die nördlichen Breccien lagern in 850—1200 *m* Höhe und werden von Moränen eines Lokalgletschers überlagert.

Nach Ampferer [27] lagern die Vorkommen einer Altfläche auf. Ebenso ist auf der Höhe des Zahmen Kaisers eine gut erkennbare Alt-

fläche vorhanden. Die Abgrenzung des Gipfelkörpers gegen ein nördliches und südliches Vorland ist durch steile Bewegungsflächen deutlich erkennbar (Fig. 7). An diesen Bewegungsflächen soll nun nach Ampferer der Zahme Kaiser in relativ junger Zeit herausgehoben und dadurch aus einer alteingerundeten Erhebung zum Hochgebirge geworden sein. Hierbei ist die Umgebung mit großen Schuttmassen übergossen worden, deren spärliche Reste uns in den Gehängebreccien erhalten geblieben sind. Die Breccien des Zahmen Kaisers wären demnach tektonisch bedingt (Näheres in Abschnitt III).

In dem östlich vom Kaiser gelegenen Arbeitsgebiet fehlen bis jetzt zum großen Teil genaue glazialgeologische Aufnahmen. Relativ nur wenige Gehängebreccien sind bis jetzt näher beschrieben worden. Sicherlich steht aber dieses Gebiet betreffs Breccienreichtum nicht hinter dem Karwendelgebirge zurück.

Das nächstgelegene Gehängebreccienvorkommen liegt auf dem Berg Rücken zwischen dem Habersauer und Kohlartal bei den Itzelgruben in 900—1000 m Höhe (Ampferer)¹⁾ (36).

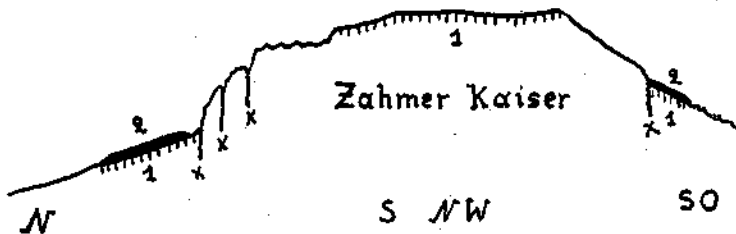


Fig. 7. Profil durch den Zahmen Kaiser (nach Ampferer).

1 = Teile einer Altfläche, 2 = Gehängebreccien aus Wettersteinkalk, x = Junge Störungen für die Hochschaltung des Gipfelkörpers.

Zahlreiche Gehängebreccienreste liegen nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Oberbergat Dr. Ampferer am Nordwest- und Nordabfall der Loferer Steinberge (37). So lagert z. B. eine Breccie am Westabhang des Wurzkopfes in zirka 1300 m Höhe, ferner am Nordabfall des Breithorns, wo sie bis nahe an den Talboden des Strubtales (750 m) hinabzieht.

Am Südabfall des Steinernen Meeres sind durch Brückner und Pia einige Reste alter Gehängeverschüttungen bekanntgeworden [37, 71]. Der ausgedehnteste und mächtigste Breccienrest liegt im Bereich der Weißbachalm westlich der Hochscharte (38). Hier lagert im obersten Buchmaisgraben in 1300—1900 m Höhe ein durch gelbliches oder rötliches Kalkbindemittel verkitteter Schuttrest aus schlecht gerundeten Dachsteinkalkstücken. Die Breccie ist in unregelmäßig grobe Bänke gegliedert, die parallel mit dem Hang fallen, und hat eine Mächtigkeit von mindestens 25 m. Nach Brückner [37, S. 71] lagert auf ihr Grundmoräne eines Lokalglitchers.

¹⁾ Ampferer O.: Über Wachstumsunterschiede zwischen Fern- und Nahglitcher. „Die Eiszeit“, 2. Bd., Heft 1, Abb. 6.

Weitere kleine Breccienreste liegen auf dem Südabhang des Steinernen Meeres (39). Sie lagern am Weg von Riemanshöhe zur Ramseider Scharte auf dem Rücken zwischen den beiden Ästen des Jufersbaches in 1300 *m*, nordwestlich oberhalb des Weges unweit P. 1398 und am Weg von Alm auf der Buchauer Sattel ebenfalls in zirka 1300 *m* Höhe. Beim letzteren Vorkommnis sind die Kalkblöcke oft gut gerundet und ziemlich lose verkittet.

Eine eigentümliche Breccie findet sich in dem Graben, der vom Bauernhof 1070 *m* nach Schinking herunter zieht (40). Sie besteht fast nur aus eckigen Stücken von Werfener Sandstein.

Im Berchtesgadener Land sind bis jetzt nur Reste alter Schuttkegel bekannt geworden, die vielleicht zu den Gebängebreccien zu zählen sind. Brückner [37, S. 69] fand an der Mündung des Wimbachtales (41) in zirka 700 *m* Höhe Reste eines alten, heute durchschnittenen Schuttkegels, die zu Breccie erhärtet sind. Die 50—100 *m* mächtigen Schuttmassen werden von Moräne unter- und überlagert. In der Hangendmoräne finden sich zahlreiche Geschiebe des alten Schuttkegels. Im Liegenden der Liegendmoräne treten verfestigte Bachgerölle auf.

Ein ähnlicher Schuttkegel findet sich nach mündlicher Mitteilung von Dr. Joh. Kühnel am Larosbach (42) in 700—740 *m* Höhe. Die Bachschotter sind gut verkittet und fallen mit 30° talauswärts. Auch hier wird der alte Schuttkegel von Moräne unter- und überlagert. Bemerkenswert in der Liegendmoräne ist das massenhafte Auftreten von zentralalpinen Geröllen.

Im Bereich der Salzach finden sich Breccien im Mühlbachtal am Abhang des Riedelsteines (43), bei Bischofshofen (44) und im Tennengebirge östlich von Sulzau (45).

Die Breccie im Mühlbachtal wurde schon von Penck [69, S. 359] erwähnt. Neuere Untersuchungen (82) ergaben, daß sie ins Liegende der dortigen Moränen der letzten Großvergletscherung (Würm) gehört. Eine Unterlagerung durch Moräne konnte nicht festgestellt werden, ebenso fand sich kein zentralalpines Material in ihr. Sie reicht von 940 *m* bis über 1450 *m* Höhe, besitzt ausgedehnte Verbreitung und weist keinerlei Schichtung auf. Wir scheinen hier den Rest einer echten Schutthalde vor uns zu haben. Vorkommen von Breccie im Grunde des Mitterbergbaches zeigt, daß das Tal zu ihrer Bildungszeit ebenso tief eingeschnitten war wie heute. Das gleiche müssen wir für das obere Mühlbachtal annehmen. Das Ausstreichen der Breccie in bis 6 *m* hohen, steilen Wänden unmittelbar am Riedelstein (P. 1187) lehrt, daß seit Ablagerung der Breccie auch hier sich das Relief verändert hat, kaum aber in bedeutender Weise. Wir finden hier ähnliche Verhältnisse wie bei der Höttinger Breccie.

Westlich von Bischofshofen finden sich im Tobel, der vom Asten gegen den Flächenberg hinabzieht, in 720 *m* bis 740 *m* Höhe kleine, rein kalkalpine Breccienreste, die keinerlei Zusammenhang mit glazialen Bildungen aufweisen.

Zum Schluß sei noch erwähnt, daß auf der Terrasse östlich von Sulzau (Station Tanneck) sich mächtige Blöcke einer gut verkitteten Kalkbreccie finden, die uns andeuten, daß auch am Abfall des Tennengebirges sich Breccien finden. Anstehend wurden sie bis jetzt noch nicht gefunden.

Zusammenfassung (siehe auch Tabelle I).

Überblicken wir die hier beschriebenen 45 Breccienreste unseres Gebietes, so sehen wir, daß von ihnen 29 auf der Südseite und nur 9 auf der Nordseite der Gebirgskämme liegen. Heute finden sich im Gegensatz dazu die Schutthalden auf den Nordabfällen der Gebirgsketten, unter denen vielleicht alte Gehängebreccien verdeckt liegen.

Die Bildung sämtlicher Breccien ist heute abgeschlossen. Die meisten von ihnen sind seit der Zeit ihrer Entstehung stark von der Erosion angegriffen worden. Viele heute nur noch kleine Breccienreste sind die kümmerlichen Reste einst gewaltiger Schutthalden. Schutthalden von solcher Höhe und Breite wie zur Zeit der Breccienbildung treten jetzt in den betreffenden Gebieten nicht mehr auf.

Die tiefstgelegene Breccie findet sich bei Höttingen in 635 *m* Höhe. Die drei höchsten Vorkommen sind diejenigen auf dem Moserkar (2520 *m*), am Törl (2376 *m*) und auf den Judenköpfen (2194 *m*). Letzteres Breccienvorkommen schließt erratiche Material in sich ein, ist also mit Sicherheit als diluvial zu bezeichnen. Die beiden anderen Breccien weisen keine Beziehungen zu Glazialablagerungen auf. Die Törlbreccie erwies sich als präglazial, sehr wahrscheinlich ist auch die Moserkarbreccie als präglazial zu deuten.

Im Wettersteingebirge finden sich zwei Breccienvorkommnisse (Törl- und Schachenbreccie), die zu zwei verschiedenen Zeiten gebildet worden sein müssen. Das gleiche gilt von den Breccien an der Sonnenspitze und an der Moserkarspitze. Die älteren Breccien sind präglazial, die jüngeren nach einer Großvergletscherung gebildet worden.

Die Trennung von Viererspitze- und Hochlandbreccie bei Mittenwald erwies sich im Gegensatz zu Penck als unbegründet, der verschiedene Zerstörungsgrad der beiden Breccien läßt sich auf die örtlich verschiedene Erosion zurückführen.

Die Bildung der meisten Breccien wäre bei den heutigen Reliefverhältnissen nicht mehr möglich, so ist z. B. folgenden Breccien das nährnde Hintergehänge durch Erosion genommen worden: Breccie am Wörnergrat, auf dem Längenfeld, am Törl; oder es liegen die Breccien auf schmalen Bergkämmen, wo sie sich heute unmöglich mehr bilden könnten (z. B. Judenköpfebreccie). Wieder andere brechen mit hohen, senkrechten Wänden gegen die Täler ab, so z. B. Breccie auf der Duftalpe, Höttinger Breccie z. T. u. a. m.

Die meisten Breccien lagern unmittelbar dem Fels auf, nur bei elf Vorkommnissen schalten sich dazwischen schmale, lokal begrenzte Zwischenlagerungen von Grundmoräne ein, welche von einer, der Breccienbildung vorangegangenen Vergletscherung stammt. Nur bei der Wimbachbreccie lagern nach Brückner unter der Liegendmoräne noch gut verkitterte Bachschotter. Die Breccien gelangten zur Ablagerung als die Täler und ihre Gehänge in hohem Maße von älterem Schutt befreit waren.

Das Inn-, Isar-, Kloster- und obere Mühlbachtal müssen zur Ablagerungszeit der Breccien mindestens so tief eingeschnitten gewesen sein wie heute.

20 Breccien werden von dem Geschiebematerial der letzten Großvergletscherung überlagert. 13 von diesen zeigen Spuren einer ihrer Bildung vorangegangenen Großvergletscherung, sei es in Gestalt von Liegendmoräne, Beimengung von kristallinischen Geschieben oder gekritztem und geschliffenem Untergrund. 13 Breccienreste sind mit Bestimmtheit zwischen zwei Großvergletscherungen abgelagert worden.

Die Breccien finden sich nie im Innern von Kare. Wo Kare und Breccien in Beziehung zueinander treten, erweisen sich die ersteren immer jünger als die letzteren. Im weiteren sind die Breccien immer scharf von den vielfach sehr mächtigen jungen Schuttwällen der Rückzugsstadien der letzteren Vergletscherung geschieden.

Auffallend ist die spärliche Beimengung erratischer Geschiebe und vor allem das Fehlen großer erratischer Blöcke in den Breccien.

Die Beziehungen der Breccien zu den Terrassensedimenten und ihre stratigraphische Stellung wird in Abschnitt II, 3, 4 und 5 behandelt werden.

2. Die flaviatilen und lakustren Sedimente des Diluviums.

Bedeutend mächtiger und zusammenhängender als die Breccien treten in den hier zu untersuchenden Tälern die diluvialen Flußablagerungen auf. Es sind Schotter und Sande, in die stellenweise lakustre Tone eingeschaltet sind. Bald bilden sie im Haupttal mächtige Terrassen, bald erfüllen sie in bedeutendem Maße die Nebentäler.

Im Bereich des Inntales finden sich sechs Schottervorkommen, die keinerlei Spuren einer vorangegangenen Vergletscherung aufweisen und in ihrer gleichmäßigen Verkittung von den übrigen Innschottern abweichen. Sie werden in der Literatur als „alte Innkonglomerate“ bezeichnet und sollen hier gesondert besprochen werden.

A. Die „alten Innkonglomerate“ (Nagelfluh).

Die alten Innkonglomerate finden sich bei Nassereith, an der Inn-schleife bei Angath, an der Nordwestseite des Pendlings, am Nord- und aller Wahrscheinlichkeit nach auch am Südabfall des Kaisergebirges und im Becken von Brannenburg.

Sie bestehen aus Schottern, die sich ihrer Zusammensetzung nach nicht von den heutigen Innschottern unterscheiden. Auffallend ist nur ihre gleichmäßige und feste Verkittung. Ich möchte diese Konglomerate als „Nagelfluh“ bezeichnen, im Gegensatz zu den jüngeren, im Inntal verbreiteten Konglomerathorizonten. Es sei bemerkt, daß mit diesem Namen nur der Habitus der Schotter bezeichnet werden soll, nicht aber ihre Zugehörigkeit zu der Molassenagelfluh.

Der westlichste Nagelfluhrest findet sich bei Nassereith. Er wurde zum ersten Male von Penck [69, S. 327] beschrieben, eingehender beschäftigte sich damit Ampferer [4, 31]. Die Nagelfluh setzt sich aus stark gerollten Flußgeröllen zusammen, unter denen zentralalpines Material vorherrscht. Daneben sind noch Gerölle aus den meisten Gesteinsarten der umliegenden Kalkalpen vertreten. Eindrücke an ihnen fehlen. Die Verkittung der Nagelfluh ist so stark, daß sie zu Werksteinen

verwendet wurde. Sie schmiegt sich einem der Mieminger Kette vorgelagerten Felssockel an, wo sie sich von 900 m bis 1057 m Höhe erstreckt. Sie streicht am Abfall der Terrasse in nahezu gleicher Höhe (zirka 1000 m) gegen O, um unter den rezenten Schuttmassen des Pleisenbaches zu verschwinden. Einen zweifellos zu der Nagelfluh gehörigen Konglomeratfels fand Ampferer südlich des Strangbaches bei der Kapelle Roßbach in 900 m Höhe (Fig. 8). Die Nagelfluh weist demnach heute noch eine Mächtigkeit von zirka 150 m auf.

Abgerollte Sücke der Nagelfluh finden sich in den dieselbe überdeckenden Innschottern.

Beim Annastollen (1016 m), der längs der Decke der Nagelfluh eingetrieben wurde, finden sich über derselben Spuren einer Grundmoräne,

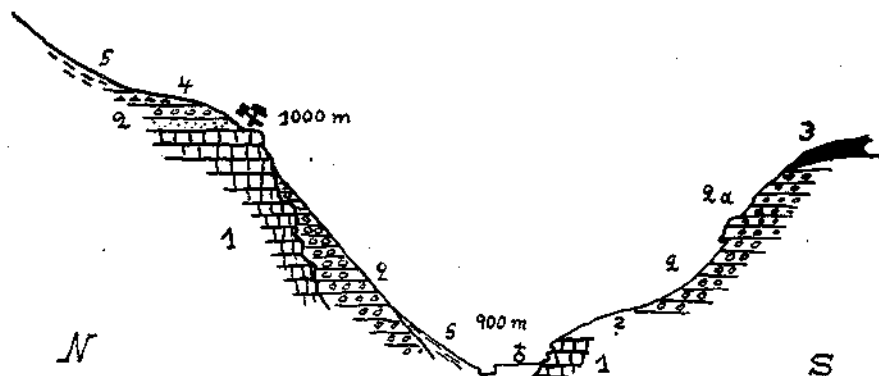


Fig. 8. Profil durch die Nagelfluh von Nassereith in der Richtung Annastollen—Kapelle Roßbach.

1 = Nagelfluh, 2 = Innschotter und Sande, 2a = Konglomerierte-Schotter von 2, 3 = Inntaler Grundmoräne, 4 = Blockmoräne, 5 = Gehängeschutt.

die ins Liegende der interglazialen Terrassensedimente gehört. Die Decke der Nagelfluh scheint hier glazial geschliffen zu sein. Sie muß also vor der ersten Großvergletscherung schon verfestigt gewesen sein.

Spuren einer der Ablagerung der Nagelfluh vorangegangenen Vergletscherung konnten nicht gefunden werden.

Reste von Innagelfluh finden sich erst wieder im Unterinntal in der Gegend von Kufstein. Sie steht hier sowohl an den Berghängen in ungefähr gleicher Höhe wie bei Nassereith an, als auch unmittelbar am heutigen Inn.

Letzteres Vorkommnis, das nur geringe Ausdehnung besitzt, liegt an der Innschleife bei Angath in zirka 500 m Höhe. Es finden sich hier, einem Breccienolomit aufgelagert, stark gerollte Innschotter. Sie sind deutlich geschichtet und in festere und weichere Lagen gegliedert, die mit zirka 20° gegen SW fallen. Die Nagelfluh, welche das heutige Innbett unterteuft, wird im O von einer schrägen, glatten Fläche abgeschnitten, auf welcher unmittelbar mächtige, stark bearbeitete Inntaler Grundmoräne lagert, die ihrerseits von dem interglazialen Terrassenschotter überlagert wird.

Ampferer nahm 1907 an [7, S. 116], daß die Nagelfluh zu den Unterinntaler Tertiärschichten gehört. Auf der Geologischen Karte, Blatt Kufstein (1925), bezeichnete er sie als „Ältere Innkonglomerate“, demnach als jünger als Oligozän, denn den sonst im Inntal anstehenden tertiären Konglomeraten fehlen die Amphibolite, Eklogite, Serpentine sowie die mannigfaltigen Granite und Gneise, die in allen Innschottern sowie in der beschriebenen Nagelfluh reichlich vertreten sind. Auch finden sich an den Geröllen der Nagelfluh keine der charakteristischen Eindrücke, wie sie für diejenigen des Tertiärs bezeichnend sind.

Ausgedehnter und mächtiger sind die hochgelegenen Nagelfluhvorkommnisse an den Berggehängen. Das größte derselben findet sich an der Nordwestseite des Pendlings. Es springt hier am Abfall des Pendlings in zirka 1020 *m* Höhe eine Terrasse vor, die aus einem durchgehenden, stark verkitteten und gut geschichteten Konglomerat besteht. Die Zusammensetzung zeigt in der Hauptsache kalkalpine Gerölle, doch fehlen zentralalpine keineswegs. Diese Nagelfluh wurde zuerst von Ampferer¹⁾ aufgefunden. Eingehend beschrieb sie Levy [53, S. 11].

Die Sohle der Nagelfluh liegt zirka 900 *m* hoch unmittelbar auf dem Grundgebirge. An der Basis treten grobe Gerölle auf, die Levy als grobe Grundmoränengeschiebe deutet. Es lassen sich aber an ihnen keine Spuren von Polierung oder Kritzung wahrnehmen. Ebenso finden sich keine gekritzten oder polierten Geschiebe in der Nagelfluh. Es liegt kein Anlaß vor, der Entstehung der Nagelfluh eine Großvergetscherung vorzugehen zu lassen, wie es Levy tut.

Im Hangenden der Nagelfluh findet sich an einigen Stellen typische Inntaler Grundmoräne. Dieselbe läßt sich am Gehänge bis Thiersee (616 *m*) hinab verfolgen, wo sie das Hangende der losen Innschotter bildet.

Ganz entsprechende Nagelfluhreste finden sich an der Nordseite des Kaisergebirges. Sie haben hier heute noch eine Verbreitung von zirka 9 *km* Länge inne [Ampferer, 28, S. 138 und 139]. Sie lagern in zirka 790 *m* Höhe diskordant auf den Oberangerberger Tertiärschichten und lassen sich bis 900 *m* Höhe verfolgen. In der Nagelfluh eingeschlossen finden sich Gerölle der liegenden Tertiärschichten. Diese stark konglomerierten Schotter, die in ihrem Habitus vollkommen der Nagelfluh am Pendling und bei Nassereith gleichen, wurden zuerst von Penck [69, S. 317] als „hochgelegene Schotter vom Typus der löcherigen Nagelfluh“ bezeichnet. Das östlichste Vorkommnis von Nagelfluh findet sich am rechten Ufer des Habersauertales am Steilrand der Hochfläche der „Rieder“.

Ferner erwähnt Ampferer [11, S. 141] an der Südseite des Kaisergebirges am Ostufer des Seebachgrabens (Abfluß des Hintersteinersees) ein ähnliches Konglomerat, welches die Kuppe 814 bildet.

Ein Rest bunter kristalliner Gerölle, die Ampferer [28, S. 142] an der Südseite des Kaisergebirges unterhalb der Reg- und Kaisernaulpe zwischen 1160—1200 *m* fand, ist vielleicht ebenfalls hieher zu rechnen.

¹⁾ Ampferer O.: Über die kohlenführenden Gosauschichten in Tirol. IB. 1921, Fig. 5.

Leider gibt er von dem Vorkommen, das sich zirka 1 km weit verfolgen läßt, den Verfestigungsgrad nicht an.

Sämtliche Reste der Nagelfluh an den Gehängen des Kaisergebirges werden von stellenweise mächtigen, lokalen, kalkalpinen Moränen überlagert. Bei den Resten von Durchholzen, die von typischen Flußgeröllen aufgebaut werden, stellen sich rein lokale Gehängebreccien ein.

Der nördlichst gelegene Rest dieser alten Nagelfluh findet sich im Becken von Brannenburg, wo er in Verbindung mit einer breccienähnlichen Kalkaufschüttung den Bieberhügel aufbaut; einen typischen, in der Richtung des Inns langgestreckten Rundhöcker [Ampferer, 11]. Die Nagelfluh bildet die Ostseite desselben und fällt steil (25°) gegen NNW. Sie besteht aus typischen Innschottern und Sanden, die durch ein spätiges Bindemittel fest verkittet sind, jedoch so, daß stets Hohlräume zwischen den Geröllen bleiben. Diese sind durchwegs gut gerundet, mittelkörnig und selten faustgroß. Blöcke finden sich in dem Konglomerat nur ausnahmsweise.

Zusammenfassung.

Kurz zusammengefaßt, lassen sich die obenbeschriebenen Schotterreste folgendermaßen charakterisieren: Es sind typische, gut gerundete Flußschotter von auffallend gleichmäßiger Verkittung und Höhenlage, mit Ausnahme der Vorkommen von Brannenburg und Angath. Die beiden letzteren liegen bedeutend tiefer an der Sohle des heutigen Inn-ales. Dasjenige von Angath weicht auch durch seine ungleichmäßige Verkittung von den anderen Vorkommen ab. Wir scheinen hier die Produkte zweier verschiedener Zuschotterungsphasen vor uns zu haben, einer älteren, der die Nagelfluh von Nassereith, Pendling, Durchholzen und Südseite des Kaisergebirges angehört und einer jüngeren, der die Nagelfluhreste von Angath und Brannenburg zuzuweisen sind. Über das Alter läßt sich soviel mit Sicherheit sagen, daß sie jünger sein müssen als die Tertiärschichten des Unterinntales, und daß sie vor Ablagerung der Liegendmoräne gebildet und auch verfestigt wurden.

Neuerdings neigt Ampferer [18, 28] dazu, die große Höhenlage der Nagelfluhreste mit tektonischen Verbiegungen in Verbindung zu bringen. (Vgl. Abschnitt III.)

B. Die Terrassensedimente.

Die Hauptausdehnung und größte Mächtigkeit unter den diluvialen Sedimenten erlangen die Terrassensedimente. Dieser Name wird vor allem für die fluviatil-lakustren Ablagerungen im Bereich des Inn-ales verwendet, die dort die prachtvollen Terrassen aufbauen. Ich möchte hier diesen Namen auf alle fluviatil-lakustren Ablagerungen anwenden, die zwischen Liegend- und Hangendmoräne lagern.

Die Terrassensedimente finden sich nicht nur in den Haupttälern sondern erfüllen auch, stellenweise in beträchtlichen Massen, die Seitentäler.

Sie bestehen der Hauptsache nach aus typischen Flußablagerungen; es sind Schotter und Sande mit meist horizontaler oder Kreuzschich-

tung. Die Größe und Form der Gerölle, sowie die Zusammensetzung der Schotter hat große Ähnlichkeit mit derjenigen heutiger Schotter der Täler. Naturgemäß zeigen die Schotter der einzelnen Talsysteme die für die einzelnen Täler charakteristische Zusammensetzung. Die Gerölle der Haupttäler sind meist gut gerundet und bestehen zum größten Teil aus kristallinen Gesteinsarten. Stellenweise sind den Nebentälern Lokalschotter eingelagert. Die Gerölle derselben sind meist gröber und zeigen schwächere Rundung. Sie unterscheiden sich naturgemäß auch durch die Gesteinszusammensetzung von den Schottern des Haupttales. Die Schotter sind vielfach in einzelnen Lagen oder größeren Massen zu Konglomeraten verkittet. Der Grad der Verfestigung wechselt stark. Vielfach gehen die konglomerierten Bänke in lose über und umgekehrt.

Tone und Sande finden sich vor allem im Inntal. In den anderen Tälern treten sie stark zurück.

Die Tone sind meist deutlich geschichtet und von gelblicher bis blaugrauer Färbung, die oft streifenweise wechselt, sogenannte „Bänder-tone“. Sie zeigen meist noch jetzt horizontale Lagerung entsprechend ihrer Entstehung. Lokal weisen sie jedoch manchmal lebhaftere Verfaltung und Verknetung auf, die als Gleit- oder Staubildungen von in Bewegung geratenen Schuttmassen zu erklären sind. In den Bänder-tonen haben wir die Zeugen ehemaliger Seen vor uns, während die ungeschichteten Tone nur mit Vorbehalt als Seeablagerungen zu bezeichnen sind.

Stellen die Tone das Liegende der Terrassensedimente dar, so sind nicht selten schön gekritzte und polierte Geschiebe in ihnen eingeschlossen. Penck deutet daher diese Ablagerungen als fluvioglazial. Sie können aber auch aus der, die Terrassensedimente unterlagernden Moräne stammen, indem sie aus derselben ausgeschwemmt und in die Tone eingebettet wurden. Diesen Standpunkt vertritt schon Ampferer [11, S. 112].

Gegen oben gehen die Tone vielfach in Sande über. Nicht selten werden sie aber unvermittelt von Kiesen und Schottern schräg überlagert. Stellenweise finden sich auch Linsen, Bänder und Fransen von letzteren in den Tonen eingeschaltet.

Die größeren Sandlagen bestehen aus feinen Quarzglimmersanden, sogenannten „Mehlsanden“. Sie sind selten eisenhaltig und meist locker, sehr selten zu Sandsteinen verbunden. Sie sind deutlich geschichtet und enthalten nicht selten einzelne Bänder und Linsen von größerem Sand, Kies oder Schotter. Die Mehlsande sind öfters im Liegenden mit Bänder-tonen, im Hangenden mit Schotter durch Wechsellagerung verknüpft.

Große Blockanhäufungen fehlen den Terrassensedimenten, sie finden sich nur frei auf deren Oberfläche liegend.

Starke Unterschiede bestehen meistens zwischen der Liegend- und Hangendmoräne. Der ersteren fehlen vor allem große erratische Blöcke, ihre Geschiebe sind bedeutend kleiner und meist von gleichmäßigerer Größenanordnung als diejenigen der Hangendmoräne. Vielfach ist die Liegendmoräne verfestigt und weist tillitartige Beschaffenheit auf. Die

beiden Moränen unterscheiden sich auch meist deutlich durch ihre Färbung, sowie durch den Grad ihrer Bearbeitung. Die Liegendmoräne ist im großen und ganzen stärker bearbeitet als die Hangendmoräne. Während die letztere heute noch sich über große zusammenhängende Flächen erstreckt, besitzt die erstere jeweils nur ganz lokale Ausdehnung.

a) Verbreitung und Lagerung der Terrensedimente in den einzelnen Talgebieten.

Es soll nun zusammenfassend die Verbreitung und Lage der Terrassensedimente in den einzelnen Talgebieten dargestellt und auf die für das Verständnis der Bildung dieser Ablagerungen wichtigen Profile näher eingegangen werden. Dabei soll die Beschreibung mit den Verhältnissen im Inntal beginnen, da wir in diesem Gebiet die wichtigsten Einblicke in den Aufbau der Terrassensedimente gewinnen können.

α. Inntal.

Hier treten uns die Terrassensedimente in ihrer ganzen Mannigfaltigkeit entgegen. Sie gehören durch die Arbeiten von Penck und Ampferer zu den bestbekanntesten Ablagerungen dieser Art in den Alpen. Bemerkenswert ist in diesem Gebiete die Verwitterung, welche besonders viele Gneisgerölle zeigen. Sie kann erst nach Ablagerung derselben eingetreten sein.

Oberinntal (Gebiet oberhalb Landeck).

In diesem Gebiet besitzen die Terrassensedimente nur spärliche Verbreitung, doch fehlen sie keineswegs, wie aus den Arbeiten von Hammer [44] und Ampferer [17] ersichtlich ist.

Die obersten Reste einer ehemaligen Talzuschotterung sind aus dem Stillebachtal bekannt geworden, das von Reschenscheideck nach dem Engpaß von Finstermünz hinabzieht. Die Schotter beginnen hier meist mit groben Geröllen, die nach oben zu feiner werden und mit Sandlagen in Wechsellagerung treten. Sie beginnen kurz hinter der Paßhöhe Reschenscheideck und lassen sich mit Unterbrechungen bis Nauders verfolgen. Sie erreichen Höhen bis zu 1500 m, am Ausgang des Piengertales wahrscheinlich sogar bis 1600 m. Eine Unterlagerung der Schotter durch Liegendmoräne ist nirgends aufgeschlossen. Die Beimengung von Bündnerschiefer und Serpentin in den südlich gelegenen Schotterresten zeigt aber, daß vor Ablagerung der Terrassensedimente eine Vergletscherung vorangegangen sein muß, denn diese Gesteinsarten stehen südlich von Nauders nicht an und die Gerölle müssen daher eingeschwemmtes erratisches Material sein.

Sehr schwer feststellbar ist die Überlagerung durch Hangendmoräne. Nach Hammer hat es den Anschein, als ob bei Nauders und am Ausgang des Piengertales Moränenreste von Lokalgletschern auf den Schotterterrassen und am Gehänge lagern. Nach meinen Beobachtungen (Sommer 1925) scheint die über den Schotter bei Nauders lagernde Grundmoräne eher Inntaler Grundmoräne zu sein, da ich in ihr Geschiebe von Juliergranit fand.

Zu erwähnen ist noch, daß das Becken von Nauders gegen N durch die Stillebachschlucht geöffnet ist. Der Stillebach fällt unmittelbar hinter Nauders steil abwärts. In der Schlucht findet sich beim Schweinsboden (1250 *m*) vom Bachbett an bis zirka 1400 *m* Höhe Grundmoräne, welche direkt auf Fels lagert. Gegen W (Martinsbruck) ist der Felsrahmen des Beckens an der Norberthöhe niedriger als die obersten Schotterlager. Die Terrassensedimente scheinen demnach auch ins Inntal hinübergereicht zu haben.

Eine eingehende Untersuchung derselben im schweizerischen Teil des Inntales (Engadin) fehlt. Doch sind auch hier alte Schotterreste vorhanden, die den Terrassensedimenten beizuordnen sind. So erwähnen Spitz und Dyhrenfurth [77] ältere Schotter als Nagelfluh entwickelt am Inn bei Scaufs und im Val Trupschum. Nach der geologischen Karte sind diejenigen von Scaufs von Moräne überlagert und reichen bis gegen 1750 *m* Höhe.

Ferner erwähnen sie auf der Terrasse zwischen Süs und Schuls Schotter, die bei Fontana zu Konglomeraten verfestigt sind und in zirka 1410 *m* Höhe lagern.

Ähnliche Schotterablagerungen wie im Stillebachtal finden sich im Samnauntal, sie sind besonders durch ihre große Höhenlage bemerkenswert. Bei Pfandshof (1506 *m*) lagern horizontal geschichtete, gut gerollte feine Schotter aus Talgesteinen (Bündnerschiefer, Diabase). Sie lassen sich bis Raveisch (1803 *m*) hinauf verfolgen.

Bei Campatsch erstrecken sich die Moränen von Alp trida und Alp bella, welche meist aus Diabasblöcken bestehen, bis auf die Schotter hinab. Hammer deutet sie als Rückzugsmoränen und schreibt (a. a. O. S. 51):

„Die Samnauner Schotter gehören jedenfalls noch dem Eiszeitalter an und sind vielleicht interstadialen Alters.“

Ampferer aber stellt die Schotter den Terrassensedimenten gleich und nach seiner Auffassung sind sie als Reste eines interglazialen Schuttkegels zu deuten. Da das Samnauntal stets eine eigene Lokalvergletscherung barg und die Grundmoräne des Inn-gletschers nur ein kleines Stück von der Mündungsseite her eindringen konnte, so ist es unmöglich zu entscheiden, ob die über den Schottern lagernde Lokalmoräne der letzten Großvergletscherung oder einer darauf folgenden Schwankung angehört. Da aber Schotterablagerungen von diesem Ausmaße bis jetzt von keinem Rückzugsstadium her bekannt geworden sind, so möchte auch ich die Schotter des Samnauntales den Terrassensedimenten zustellen.

Weiter innabwärts gegen Landeck finden wir mehrere, allerdings sehr unzusammenhängende Vorkommnisse von Terrassensedimenten.

So stoßen wir im Christinerbachtal auf grobe, horizontal geschichtete und stellenweise verkittete Schotter, welche bis 1500 *m* Höhe reichen. In ihrem Liegenden findet sich typische blaugraue Grundmoräne, während im Hangenden in zirka 1600 *m* Höhe Wechselagerung von Schottern und Moräne zu beobachten ist. Die oberen Schotter weichen in Größe und Zusammensetzung von den unteren ab.

Gegenüber dem Christinerbach lagern im Beutelbachtal schlecht geschichtete Sande und Schotter, die unmittelbar auf dem Grundgebirge liegen und von undeutlicher Inntaler Grundmoräne diskordant überdeckt werden.

Ein weiteres Vorkommen von Terrassensedimenten findet sich am Abfall der Terrasse von Fendels am Ausgange der Fendelserbachschlucht. Hier lagern oberhalb der Lochmühle geschichtete Schotter, die gegen oben schlammig werden und viele Blöcke enthalten. Wir haben hier das Material eines Murganges vor uns, das, wie die Schotter bei Kapelle 1159 *m* zeigen, nur lokal in die Terrassensedimente eingestreut wurde. Die oberen Schotter an der Kapelle zeigen bunte Zusammensetzung und werden von Grundmoräne überlagert.

Von Ried an abwärts fehlen dem Inntal sowie den einmündenden Nebentälern diluviale Schotter. Unterhalb Ladis, bei Fließ und Urgen tritt die Inntaler Grundmoräne bis nahe an den heutigen Talboden herab.

Im Bereiche des bei Landeck ins Inntal mündenden Stanzertals ist nur ein kleines Schottervorkommen auf der Terrasse von Grins-Stanz bekanntgeworden. Es lagern oberhalb der Brücke über das Stanzer Tobel in einer Querfurche zirka 100—1200 *m* hoch bunte verkittete Schotter, reich an kristallinen Geröllen. Diese werden von einer weißlichen, fast rein kalkalpinen Grundmoräne diskordant überlagert.

Näher eingegangen werden muß hier noch auf die eigenartigen Wechsellagerungen zwischen typischer Inntaler Grundmoräne und geschichteten Schottern, welche reichlich erratisches Material führen. Solche Wechsellagerungen sind bis jetzt nur im Gebiet des Inntales oberhalb Landeck bekannt geworden, u. zw. finden sie sich in der Gegend von Grins am Südabfall der Parseier Spitze zwischen 1300 bis 1400 *m* Höhe, bei Fendels zwischen 1300—1500 *m*, bei Serfaus zwischen 1400—1700 *m* und im Tal Sinestra zwischen 1700—1800 *m* (siehe Taf. VIIIb).

Es sind dies alles deutliche Wechsellagerungen; nirgends kann das Auskeilen der Schotter zwischen Moräne oder umgekehrt beobachtet werden. Auffallend ist auch, daß die Wechsellagerung jeweils hoch über der Sohle des heutigen Inntales liegt (bei Grins zirka 500 *m*, bei Ried zirka 400 *m* usw.).

Die Vorkommen finden sich auf einer Längsstrecke des Inntales von zirka 48 *km*. Die Höhenlage der Wechsellagerungen schwankt dabei von 1300—1800 *m* Höhe. Sie liegen mit Ausnahme derjenigen im Tal Sinestra auf Felsterrassen.

Nach Ampferer¹⁾ kann über die Entstehung dieser ungemein deutlich entwickelten Wechsellagerungen kaum ein Zweifel bestehen.

„Die Schotter können nur in einer eisfreien Zone aufgeschüttet worden sein. Ihr buntes Material stammt offenbar von der Umschwemmung von älteren Grundmoränenmassen und der Vermischung mit lokalen Talschottern her“ (a. a. O. S. 48).

Dieser Auffassung muß man nach dem Studium dieser Wechsellagerungen an Ort und Stelle beipflichten.

¹⁾ Ampferer O.: Über Wachstumsunterschiede zwischen Fern- und Nahgletscher. „Die Eiszeit“, Bd. II, Heft 1.

Als kleinen isolierten Rest von Schottern der Wechsellagerung sind nach meiner Ansicht die von Hammer erwähnten Schotter am Hinterkreitenbach in zirka 1700 *m* Höhe aufzufassen.

Wie man bei Grins und Stanz, bei Fendels sowie am Christinerbach unmittelbar erkennen kann, liegen die Terrassensedimente tiefer als die Wechsellagerungen und werden von Hangendmoräne schräg abgeschnitten und eingedeckt.

Aus den oben dargestellten Verhältnissen wird ersichtlich, daß es nicht möglich ist, die Wechsellagerungen als die mit Grundmoränen sich verzahnenden Enden der Inntalterrassenschotter aufzufassen, wie es z. B. Bayer [34, S. 333] möchte.

Am ehesten ist der Ansicht Ampferers beizupflichten, der die Wechsellagerungen entstanden denkt beim Rückzug der letzten Großverglatscherung (Würm) durch Schwankungen des Eishöchststandes [17, S. 314]. Der Vollständigkeit halber sei noch bemerkt, daß er neuerdings die Bildung dieser Wechsellagerungen eher zur Zeit seiner „Schlußeiszeit“ annehmen möchte.

Das Längstal des Inns von Landeck bis zum Alpenrand.

Das Innlängstal, welches auf weite Strecken hin ungefähr der Grenze zwischen Kalk- und Zentralalpen folgt, zeichnet sich vor allem durch seine meist beidseitig ausgebildeten wundervollen Terrassen aus. Diese beginnen ungefähr 5 *km* unterhalb Landeck und lassen sich mehr oder weniger zusammenhängend bis unterhalb von Kufstein verfolgen.

Die Inntalterrasse zeigt in normaler Ausbildung immer einen ungefähr gleichbleibenden Querschnitt (Fig. 9.).

Über einen Felssockel (Felssofa) (1) lagern fluviatile, meist horizontal geschichtete Schotter (3), die ihrerseits von der Hangendmoräne (4) diskordant überlagert werden. Letztere zieht sich stellenweise am Abfall der Terrasse über die Schotter bis nahe an die heutige Innssole hinab, während sie an den Berghängen noch bedeutend über das Terrassenniveau sich emporstreckt. Lokal schalten sich zwischen die Schotter (3) und den Felssockel (1) Reste von Liegendmoräne (2) ein.

Die Terrassensedimente sind nun weder in ihrer Ausdehnung noch in ihrer Höhenlage auf die Terrassen beschränkt. Vielmehr finden sie sich in nicht unbedeutenden Massen auch in den Seitentälern, wo sie das Terrassenniveau manchmal nicht unwesentlich übersteigen. Ganz lokal finden sich auch an den eigentlichen Inntalflanken über der Terrassenhöhe noch Reste der Terrassensedimente.

Landeck bis unterhalb Riegel von Karres, Terrasse von Imst-Tarrenz.

Zirka 5 *km* unterhalb von Landeck beginnen die Inntalterrassen und somit die Terrassensedimente. Sie erreichen bei Kronburg im Inntal selbst Höhen von 1000 *m*, während sie in den Seitenbächen (Kronburger und Rüssel- [oder Mark-] Bach) bis in 1100 *m* Höhe emporragen. Die Schotter der Seitenbäche setzen sich aus Inn- und Lokal-

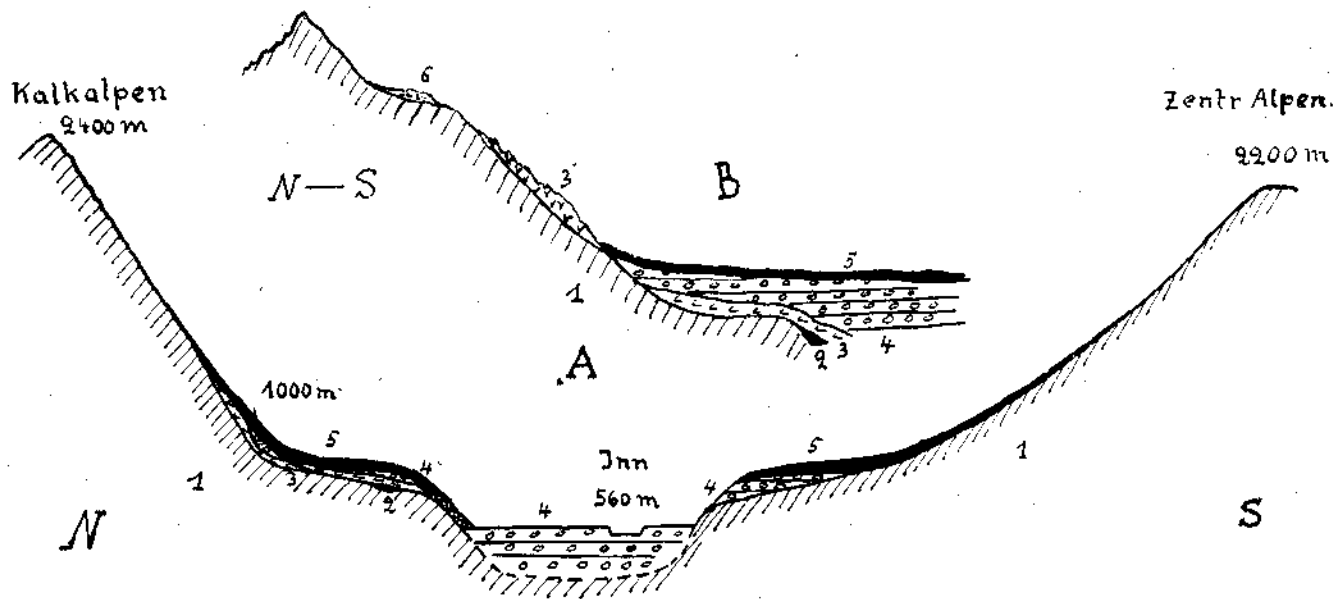


Fig. 9. *A* = Querschnitt durch das mittlere Inntal. *B* = Querschnitt durch das nördliche Gebänge und die anschließende Terrasse.
 (*A* = Querschnitt durch Fels und Oberfläche, natürlich; Diluvialablagerungen, schematisiert. *B* = gänzlich schematisiert.)
 1 = Grundgebirge, 2 = Liegendmoräne, 3 = Breccie, 4 = Terrassenschotter, 5 = Hangendmoräne, 6 = Blockmoräne der Rückzugsstadien.

gerölln zusammen, wobei die letzteren vorherrschen. Sie werden diskordant von der Inntaler Hangendmoräne überlagert.

Im Rüsselbach findet sich eingeschaltet zwischen das Grundgebirge und die Terrassensedimente ein Rest von Liegendmoräne.

Ausgedehnte Verbreitung besitzen die Terrassensedimente in den Terrassen von Arzl und Wald. [Ampferer 17, S. 224—298].

Hier findet sich südlich neben dem jungen Inndurchbruch von Karres eine ältere Talfurche ausgefüllt mit Sand und Schotter. Diese Furche zweigt im W gegenüber der breiten Mündung des Gurgltales vom heutigen Inntal ab, wendet sich gegen SO, überschreitet bei der Arzlbrücke die Pitztaler Ache und zieht unter den Ortschaften Wald und Hoheneck durch, um in der Gegend von Waldeck wieder ins Inntal zu münden. Die Furche mündet beidseitig gleichsohlig ins Inntal. Im Pitztal hingegen liegt ihre Sohle in 770 m Höhe, also etwa 50 m höher als an dem Westende. Der Walderbach hat sich noch nicht bis zur Felssohle der Furche eingeschnitten. Ihrem ganzen Verlauf nach muß diese Furche als ehemaliges Innbett angesprochen werden, das, wie die Höhenverhältnisse seiner Sohle zeigen, nachträglich verhogen wurde (Fig. 10).

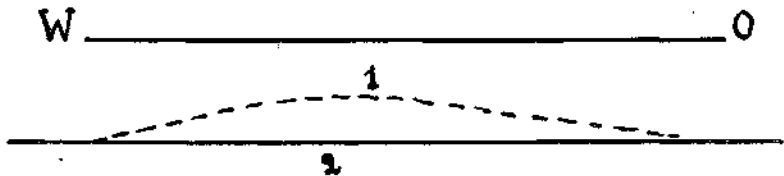


Fig. 10. Verhögene Interglazialfurche von Arzl-Wald (schematisch).

1 = Verlauf der Felssohle der interglazialen Furche, 2 = Lauf des heutigen Inn.

Reste von Liegendmoräne am Grunde dieser Furche zeigen, daß dieselbe schon zur Zeit der, den Terrassensedimenten vorangegangenen Großvergletscherung vorhanden war, während die Bildung der heutigen Innschlucht erst nach Ablagerung der Terrassenschotter erfolgte. Der ganzen Form nach muß auch die ältere Innfurche schluchtartigen Charakter besessen haben.

Die Terrasse von Arzl wird vor allem aus mächtigen Mehlsandmassen aufgebaut. In ihrem Liegenden findet sich bei der Station Imst über der Liegendmoräne noch ein schmaler Streifen von Bänderton. Die Sande vergrößern sich nach oben und beiden Seiten hin und gehen in Schotter über. An der Straße vom Bahnhof Imst nach Arzl zeigen nach Ampferer die Sande deutliche Schrägschichtung vom Pitztal her innaufwärts. In 800 m Höhe werden sie von horizontal gelagerten Schottern und Sanden diskordant überlagert.

Hangendmoräne auf der Terrasse konnte bis jetzt nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden.

Einen anderen Aufbau zeigt die Terrasse von Wald. Sie besteht vor allem aus wohlgeschichteten Schottern. Sande treten stark zurück. Die Zusammensetzung und Größe der Schotter zeigt uns, daß sie im

wesentlichen von der Pitztaler Ache und vom Walderbach aufgeschüttet wurden. Demgemäß fallen auch die Schichten gegen das Inntal zu ein.

Die Terrassensedimente weisen Mächtigkeiten von 100 bis 150 *m* auf und ziehen in großen Massen in die Seitentäler hinein, so im Walderbach bis gegen 1400 *m* Höhe, wo sie von Inntaler Grundmoräne überlagert werden. Im Bereich der Terrasse selbst zeigen die fluviatilen Ablagerungen gute Schichtung, die sie aber in die Täler hinein verlieren. Eckige Gerölle und Blöcke von lokalen Gesteinsarten herrschen vor, dazwischen lagern schön gerundete, auch solche von ortsfremdem Material. Ähnliche Verhältnisse finden sich am Waldele- und Leonhardsbach.

Die nördlich der Innschlucht gelegene Terrasse von Karres besteht zum überwiegenden Teile aus Grundgebirge, überdeckt von mächtigen Grundmoränenmassen. Diese sind auffallend sandig ausgebildet. Es finden sich stellenweise über 1 *m* mächtige reine Sandlager mit Linsen von gekritzten Geschieben. Man gewinnt den Eindruck, als ob in der Moräne viel Sandmaterial aus den Terrassensedimenten einbearbeitet wurde. An der Westseite der Terrasse gegen das Gurgltal stellen sich unter der Moränendecke Terrassenschotter ein.

Die Terrasse von Imst-Tarrenz, die sich entlang des Gurglbaches am Abfall der Lechtaler Alpen dahinzieht, beschrieb eingehend Ampferer in Lit. [5 u. 17]. Ihr Verlauf ist bogenförmig gekrümmt. Sie besteht aus einem Felssockel mit auf- und vorgelagerten Diluvialsedimenten. Im südlichen Terrassenabschnitt herrscht das Felssofa vor, das aber weiter nördlich zwischen Imst und Tarrenz stark zurücktritt. In dem Felssockel lassen sich zwei ungefähr dem Gurgltal parallel verlaufende Furchen feststellen. Die kleinere, näher dem heutigen Tale zu gelegene Furche besitzt nur geringe Ausdehnung. Sie wird vom Palmersbach oberhalb „Gnötiger Freund“ angeschnitten und ist von hangender Inntaler Grundmoräne erfüllt. Die obere größere Furche erstreckt sich durch den ganzen mittleren Teil der Imster Terrasse und läßt sich von Palmersbach, wo sie in dem „Putzeloch“ angeschnitten wird, bis zum Malchbach hin verfolgen. Hier ist sie nördlich der „Neureuterwiese“ angeschnitten. Im folgenden wird sie als Putzelochfurche bezeichnet. Sie wird von Liegendmoräne, Schottern und Hangendmoräne erfüllt. Nach welcher Seite sie einfällt, konnte nicht festgestellt werden.

Der Aufbau der Terrasse wird durch die sie durchschneidenden Bäche sehr gut aufgeschlossen. Es sind dies von S nach N: Palmersbach, Rosengartlschlucht, Malchbach und Salvesenbach.

Im folgenden seien die charakteristischen Terrassenquerschnitte profilmäßig dargestellt.

Profil im Palmersbach:

Hauptdolomitmies (Auswaschung von Hangendmoräne).
Hangendmoräne (gut bearbeitete Inntaler Grundmoräne).

Zentralalpine Schotter (lose, horizontal geschichtet). In der Putzelochfurche angeschnitten.
Grundgebirge.

Diskordanz.

Diskordanz.

Profil durch den Imster Kalvarienberg:

Hangendmoräne.

Diskordanz.

Zentralalpine Schotter (lose, horizontal geschichtet mit Mehlsandeinlagerungen).

Diskordanz.

Konglomerat (fest verkalkte, horizontal gelagerte Schotter mit Sandlagen, bis 848 m Höhe reichend. Zentralalpines Gerölle gegenüber den kalkalpinen stark zurücktretend).

Liegendes?

Profil in der Malehbachschlucht vor Putzelochfurche (siehe Fig. 11).

Hangendmoräne.

Diskordanz.

Zentralalpine Schotter (lose, unmittelbar auf den westlichen Partien des Konglomerats liegend).

Diskordanz.

Konglomerat (vom Habitus des Kalvarienbergkonglomerats. Am Nordabhang in zirka 960 m Höhe auf einer Strecke von gegen 300 m Länge erschlossen. Die Bänke fallen schräg sowohl talaus- als auch hangwärts).

Sand und Tone (fein, mit sehr lebhaft talauswärts gerichteter Gleitfaltung).

Kalkalpine Schotter (grob, horizontal geschichtet mit vielen groben Gosaugeröllen).

Kalkalpine Schotter (fein. Die Kalkschotter, sowohl grob wie fein, sind nun stellenweise verkittet).

Diskordanz.

Liegendmoräne (ungeschichtet, weißlich, nur lokale Einschaltung).

Diskordanz.

Grundgebirge.

Profil im Malehbach, Putzelochfurche (Fig. 11).

Hangendmoräne.

Diskordanz.

Zentralalpine Schotter (stellenweise verkittet, horizontal geschichtet, gegen unten mit Sandlagen).

Bändertone (schmal, in zirka 960 m).

Diskordanz (Quellenaustritt).

Liegendmoräne.

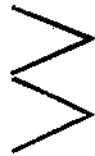
Profil durch die Terrassen nördlich von Imst.

Hangendmoräne.

Diskordanz.

Zentralalpine Schotter (lose, horizontal geschichtet bis 1000 m Höhe reichend).

Kiesiger Schotter



sandiger Lehm und Bändertone.

Diskordanz.

Liegendmoräne am Ausgang des Fatzehtales und im Kampill als lokale Einlagerung.

Diskordanz.

Grundgebirgssockel (stark zurücktretend).

Profil im Salvesenbachtal bei Tarrenz:

Hauptdolomittkies (Auswaschung von Hangendmoräne).
Hangendmoräne.

Diskordanz (stark).

Zentralalpiner Schotter (lose, horizontal gelagert).

Von Altstarkenberg an taleinwärts, lose, ostwärts fallende Schotter meist aus Hauptdolomit, direkt auf Fels. Gegenüber von Altstarkenberg in diesen schrägesch. Schottern eine Lage von horizontal gelagerten zentralalpiner Schottern eingelagert).

Konglomerat in gleicher Ausbildung wie dasjenige von Imst und Machbach. Nur noch ein kleiner Rest als vorspringende Kanzel erhalten. Die zentralalpiner Schotter umhüllen das Konglomerat. Liegendes?

Liegendmoräne (Lokal).

Diskordanz.

Grundgebirge.

Diskordanz.

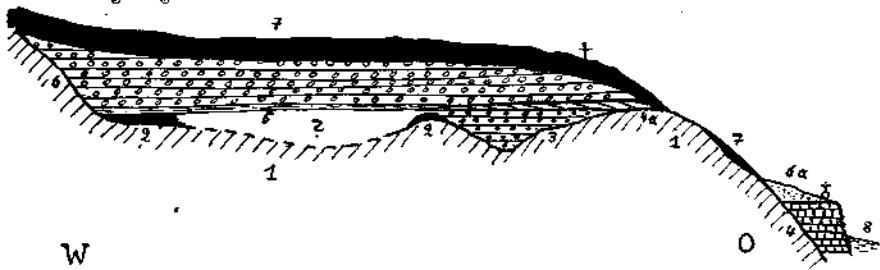


Fig. 11. Profil durch die Malchbachschlucht bei Imst (beide Tatseiten in ein Profil zusammengezogen).

1 = Grundgebirge, 2 = Liegendmoräne, 3 = reiner Kalkalpenschotter, 4 = Konglomerat des Kalvatienberges, 4a = Konglomerat von Habitus wie bei 4, sccrög talaufwärts fallend, 5 = Bändertone, 6 = Zentralalpenschotter, 6a = Sande, 7 = Hangendmoräne des Inngletschers, 8 = Schutt.

Im Gurgltal selbst erreichen die Bändertone bedeutende Ausdehnung. Ihr Liegendes ist nirgends erschlossen. Beim Geiersbichl und beim Wirtshaus Dollinger (808 m) lagert heute unmittelbar auf ihnen gut bearbeitete Inntaler Grundmoräne.

An der Ostseite des Gurgltales finden sich zwischen dem Inn und der Holzstoffabrik (östlich von Imst) und zwischen Strad und Dormnitz am Abhang des Tschirgant Reste von Schotterterrassen, bestehend aus losem, zentralalpinem Material. Zentralalpine Gerölle finden sich noch unterhalb der Bergsturzmassen des Fernpasses.

Versuchen wir die Entstehung der Imster Terrasse zu rekonstruieren.

Vor Ablagerung der ersten Diluvialsedimente mußte das Gurgltal tiefer als heute eingeschnitten gewesen sein. An seiner rechten Talflanke wurde es von einer über 300 m hohen Felsterrasse begleitet. Zur Ablagerungszeit der Liegendmoräne war diese Terrasse stark von Schutt befreit gewesen, da die Liegendmoräne überall unmittelbar dem Grundgebirge auflagert. In der Malchbachschlucht vor allem ist ersichtlich, daß die Oberfläche der Felsterrasse starke Unebenheiten aufwies (Fig. 11).

Lokal finden wir nun in der Malchbachschlucht über der Liegendmoräne Reste einer rein kalkalpinen Zuschotterung, deren Ablagerungen heute nur teilweise verkittet sind.

Über diesen kalkalpinen Schottern lagern Bänke eines gut verkitteten Konglomerats, das zum überwiegenden Teil aus kalkalpinen Gesteinsarten aufgebaut wird. Die schräg talaus- und hangwärts geneigten Bänke zeigen an, daß diese Schotter schuttkegelartig aus dem Malchbachtal herausgeschüttet wurden. Dieses Konglomerat findet sich nun auch im Gurgltal selbst, wo es horizontale Schichtung aufweist. Es unterteuft hier das heutige Bachbett und reicht jetzt noch bis in 840 *m* Höhe, während es in der Malchbachschlucht bis 960 *m* Höhe aufsteigt. Ein kleiner Felsen aus habituell gleichen Konglomeraten finden sich im Salvesenbachtal, wo er ganz von den losen zentralalpinen Schottern umgeben ist.

Das Konglomerat besaß somit bedeutende Ausdehnung und Mächtigkeit. Es war schon vor Ablagerung der zentralalpinen Schotter stark der Witterung ausgesetzt.

Über diesem Konglomerat lagern nun, getrennt durch eine starke Erosionsdiskordanz, die eigentlichen Terrassensedimente. Ersteres wurde vor Ablagerung der losen zentralalpinen Schotter stark zerschnitten und erodiert. Bemerkenswert ist, daß zwischen Konglomerat und Terrassensedimenten nirgends Spuren einer Vergletscherung nachweisbar sind.

Wir haben im Gurgltal somit zwei durch eine deutliche Erosionsdiskordanz getrennte Zuschotterungsphasen zu unterscheiden. In der älteren erfolgte die Verschotterung vorwiegend durch kalkalpines Material, also vom Gurgltal und seinen Seitentälern aus, und reichte bis über 900 *m* Höhe empor. Diese zum größten Teil zu Konglomerat verkalkten Schotter wurden wieder in größerer Tiefe als die heutige Talsohle zerschnitten und fast vollständig beseitigt.

In der darauffolgenden zweiten Zuschotterungsphase haben wir in der Hauptsache eine einfache Verlandungsserie von Bändertone, Sanden zu Schotter vor uns. Die Verschotterung erfolgte, wie aus dem Überwiegen der zentralalpinen Gerölle ersichtlich ist, vorwiegend vom Inn aus. Daß zu dieser Zeit auch die kalkalpine Zuschotterung Bedeutung erlangte, ist aus den Verhältnissen im Salvesenbach ersichtlich.

Die lakustren Bändertone erreichen im Gurgltal bedeutende Ausdehnung. Sie lassen sich auf eine Erstreckung von 7—8 *km* nachweisen und zwingen uns zur Annahme eines einheitlichen Sees im Bereich des Gurgltales von nahe der Mündung an bis in die Gegend von Nassereith. Die Bändertone reichen heute noch bis in 800 *m* Höhe, mindestens in gleicher Höhe muß der ehemalige Seespiegel gelegen sein.

Ein solcher See müßte aber auch das Inntal bis oberhalb Landeck erfüllt haben. Hier finden sich nirgends Spuren eines solchen. Die Seeablagerungen lassen sich nur bis nahe an die Mündung des Gurgltales hin verfolgen. Diese Tatsachen zwingen uns, den Gurgltalsee durch Aufstau vom Inntal her zu erklären, da eine Hebung des Gebietes des Gurglbaches gegenüber demjenigen des Inntales nach Ablagerung der Seesedimente nicht anzunehmen ist. Breitsohlig und ohne Stufe mündet das Gurgltal heute ins Inntal. Nichts deutet auf eine lokale junge Hebung hin.

Nach Ablagerung der Terrassensedimente wurde das Gurgltal wieder von einer bedeutenden Erosion erfaßt. Diskordant zieht sich die Grundmoräne der letzten Großvergletscherung von 1000—800 *m* hinab.

Mieminger Hochfläche.

(Ampferer 2, 4.)

Der mächtige Rest der Inntalschuttfüllung, welcher zwischen Nassereith und Telfs erhalten liegt, bildet wahrscheinlich die Einlage in einer Tal-furche, welche zwischen der Mieminger Kette und dem Bergkamm Tschirgant-Nachberg eingesenkt ist.

Der Aufbau dieser Terrasse wird vor allem durch den Strang- und Klammbach erschlossen. Am Eingang des Strangbaches befindet sich die schon oben beschriebene (S. 384) Nagelfluh von Nassereith (siehe auch Prof. 8).

Im oberen Graben des Strangbaches gegenüber der Ortschaft Aschland findet sich folgendes Diluvialprofil (nach Ampferer)¹⁾:

- 1100 m. Decke von geschichteten Schottern.
 Sehr deutliche Grundmoräne (gegen W auskeilend).
 Feine Schotter, horizontal geschichtet, dünne Lage von Bänder-ton.
 Größere Schotter, horizontal geschichtet, lagenweise verkittet.
- 1020 m Grundmoräne, gut bearbeitet, nahe über Bach.

Das Auskeilen der Hangendmoräne erklärt Ampferer [4, S. 98] durch teilweise Erosion und Überschüttung von seiten des Lokalgletschers des Lehnbergtales.

Die Hochfläche selbst besteht aus einer Decke von gut bearbeiteter Inntaler Grundmoräne, die stellenweise in beträchtlicher Ausdehnung von jüngeren glazialen Ablagerungen eines Lokalgletschers überlagert wird.

Der Klamm- oder Sturlbach schneidet oberhalb Schloß Klamm nur in Hangendmoräne ein. Unterhalb der Klamm reichen die Schotter bis 870 m Höhe (bei Holzleiten bis über 1000 m Höhe). Die Hangendmoräne zieht von 870 m talauswärts bis 740 m Höhe hinab. Im Inntal selbst steigt sie bis nahe zur heutigen Talsohle hinunter. Die Moräne greift vielfach sackartig in die Schotter ein. Letztere sind deutlich horizontal geschichtet und enthalten vielfach Lagen von feinerem Sand. Nach unten nimmt die Verfestigung zu Konglomeratbänken überhand.

Der nördliche Aufschluß unterhalb Schloß Klamm zeigt ein mäßiges Fallen der Schotter (zirka 8°) gegen S. Weiter südlich streichen in gleicher Höhe die Schichten horizontal. Ich möchte mit Ampferer die Schrägrichtung nur als ganz untergeordnete Störung auffassen und nicht als Deltastruktur wie Penck [69, S. 327].

In beiden Tälern, die von Wildermieming gegen Telfs ziehen, sind die diluvialen Ablagerungen schlecht aufgeschlossen. Der Aufbau der Terrassensedimente läßt sich hier nicht feststellen.

Der Gießbach bei Telfs legt im wesentlichen alte Kalkschotter bloß (Fig. 12).²⁾

Direkt am Ausgang der Klamm lagern dem Fels (1) steilfallende, breccienartige Kalkschotter (3) an, die in zirka 800 m Höhe von horizontal gelagerten Innschottern (4) überlagert werden. Über ihnen streicht

¹⁾ In beiden Sommern zur Zeit meiner Begehung fast vollständig verschüttet.

²⁾ Im Sommer 1926 waren diese Aufschlüsse durch einen Murgang vollständig verschüttet.

eine nur dünne Lage von Grundmoräne (5), der grobes Kalkblockwerk (6) auflagert. Bei Emat finden sich unter den Schottern Reste einer schlecht aufgeschlossenen Grundmoräne (2). Die von Penck [69. S. 327] erwähnten Deltaschotter, die in zirka 760 m Höhe lagern sollen, konnten trotz langen Suchens nicht mehr aufgefunden werden.

Die deltaartigen Breccienschotter unterteufen das heutige Bachbett. Es gibt zwei Möglichkeiten, das steile Fallen der Schichten zu erklären: erstens können sie im Sinne Pencks als Deltaschotter aufgefaßt werden, oder zweitens als Schuttkegel, welche aus der noch nicht so tief wie heute eingeschnittenen Klamm ins Inntal hinausgeschüttet wurden. Beide Erklärungen verlangen aber vor Ablagerung der horizontalen Schotter (4) eine teilweise Erosion der steilgestellten Schotter. Es wird dies sofort bei Betrachtung eines Deltaquerschnittes deutlich (Fig. 13).

Bei Annahme eines Schuttkegels ist ohne weiteres ersichtlich, daß mindestens die Spitze erodiert worden sein muß. Wir haben also

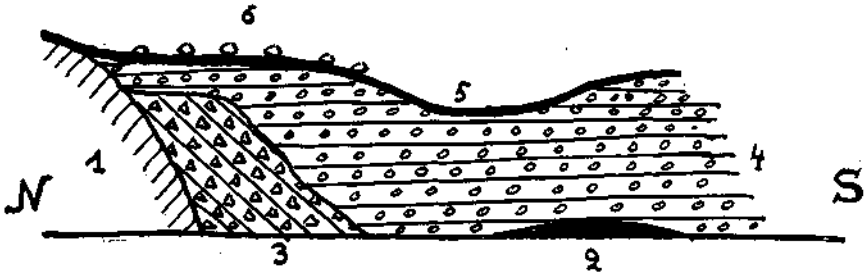


Fig. 12. Profil entlang des Gießbaches bei Telfs.

1 = Grundgebirge, 2 = umgeschwemmte Liegendmoräne, 3 = steilfallende breccienartige Kalkschotter, 4 = Innschotter (horizontal), 5 = Hangendmoräne, 6 = Kalkblockwerk.

zwischen die steilfallenden Kalkschotter (3) und den horizontalen Innschottern (4) eine Erosionsdiskordanz zu setzen, Verhältnisse, wie wir sie schon zwischen den Kalk- und zentralalpinen Schottern der Imster Terrasse kennengelernt haben.

Nördliches Inntalgehänge zwischen Telfs und Jenbach.

Zwischen Telfs und Kranebitten stößt das Kalkgebirge unmittelbar mit Steilhängen an das Inntal. Fluviale Ablagerungen am Gehänge fehlen fast ganz. Im Kochental finden sich an der östlichen Talseite kleine Lagen von verkittetem eckigen Schutt. Im Hintergrund des Tales fand Ampferer Rollstücke eines Konglomerats mit sehr viel zentralalpinen Geröllen.

Beim Bau der Mittenwaldbahn wurden an der Westseite der Elenbachklamm bei Hochzirl, in zirka 300 m über dem heutigen Inntal gelegen, Reste von Terrassensedimenten angeschnitten [Ampferer, 17, S. 291].

Über der Rauhwacke der Raibler Schichten liegen unmittelbar Mehlsande mit Geröllen; darüber horizontal gelagerte, vorherrschend zentralalpine Schotter, deren unterste Lagen schwach verkittet sind. Über diesen Schottern lagert diskordant die Decke der Hangendmoräne.

Die Terrassensedimente reichen hier bis 1000 *m* Höhe, während die benachbarte Inntalterrasse sich nur bis zirka 800 *m* Höhe erhebt. Die Schotter von Hochzirl bezeugen, daß die Inntalzuschothterung einstens bis 200 *m* Höhe über die heutige Terrasse emporgereicht hat.

Die Hangendmoräne reicht bei Ober Pettnau, Leibfling, Eigenhofen und Bartner unterhalb von Zirl bis nahe an die heutige Innaue hinab. (Bei Eigenhofen bis zirka 10 *m* über heutigem Innspiegel.)

Unterhalb Kranebitten beginnt sich zwischen das Kalkgebirge und das Inntal eine Terrasse einzuschieben, die bis in die Gegend von Stans reicht. Sie wird durch den Schuttkegel des Weißenbaches, der aus dem Halltal kommt, in zwei Teile geteilt, in die westliche „Terrasse nördlich von Innsbruck“ und in die östliche „Gnadenwaldterrasse“.

Die „Terrasse nördlich von Innsbruck“ wird in ihrer kurzen Erstreckung von sechs Quertälern vollständig und von mehreren kleineren Gräben unvollständig zerschnitten. Ihr Aufbau ist sehr verwickelt, da

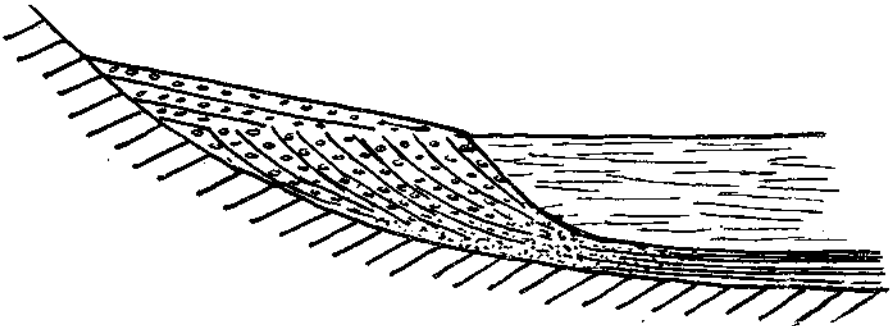


Fig. 13. Schnitt durch ein Delta (nach Gilbert, Lake Borneville).

sich unter den geschichteten Innschottern neben dem Felssockel auch noch Reste der Höttinger Breccie, der Höttinger Schotter und Grundmoränenreste älterer Vergletscherungen finden. Ebenso sind noch Innschotter und Moränen des Spätglazials, sowie Gehängeschutt, Schuttkegel und Talschotter des Postglazials am Aufbau der Terrasse beteiligt. Die „Terrasse nördlich von Innsbruck“ gehört durch die Arbeit von Penck (62) zu den am genauesten durchforschten Teilen der Inntal-terrasse.

Im folgenden seien fünf Profile durch die „Terrasse nördlich von Innsbruck“ dargestellt, die sich ungefähr auf einen 8 *km* langen Terrassenabschnitt verteilen und vor Augen führen, wie rasch hier im einzelnen der Aufbau der Terrasse sich ändert (Fig. 14—18).

Des näheren muß hier noch auf die interessanten Aufschlüsse im Höttinger Graben eingegangen werden (Fig. 15, 16).

Wir finden hier zwischen die Breccie und die Terrassensedimente den Höttinger Schutt (4) eingeschaltet. Er besteht in der Hauptsache aus Talgesteinen, darunter mischen sich in stets ansehnlicher Zahl kristalline Gerölle und mehr oder weniger gut abgerollte Blöcke der Höttinger Breccie. Die kristallinen Gerölle sind hier in größerer Menge als in der

Breccie eingestreut. Charakteristisch ist eine starke Beimengung feimlehnmiger Teile. Die Schichtung, die durch einzelne Lagen besser gerollten Materials hervorgehoben wird, fällt im Sinne des Inntalgehänges. Die Verkittung ist unbedeutend. Wir haben hier das wenig verfestigte Material eines alten Schuttkegels des Höttinger Baches vor uns, welcher jünger als die Höttinger Breccie ist. Die starke Beimengung von Lehmteilchen läßt auf Material schließen, das aus Murgängen hervorgegangen ist. Überlagert wird dieser Schutt diskordant von den Terrassensedimenten, die bis 900 m Höhe emporreichen. Die Mehlsande unterlagern hier nicht die Schotter, sondern sind als lokale Ausbildung neben denselben abgelagert worden; die einen ersetzen die anderen. Die auf der rechten Seite erschlossene Linse von rein kalkalpinen Schottern (8) zeigt, daß auch während der Aufschüttung der Innschotter der Höttinger Bach Material zu Tale förderte und den Terrassensedimenten einverleibte.

In der die Terrassensedimente diskordant überlagernden Hangendmoräne finden wir am Wege vom Höttinger nach dem Gramartboden ein Schotterlager eingeschlossen. Penck schließt daraus, daß die Ablagerung der Innschotter bis zur Bildung ihrer Hangendmoräne stattfand und damit wechselte. Es gingen also die interglazialen Schotter in glaziale über. Dem widerspricht aber die überall zu beobachtende Diskordanz zwischen Terrassensedimenten und der Hangendmoräne. Infolge der rein lokalen Verbreitung und sehr geringen Ausdehnung dieser Schotter möchte ich sie eher als Ablagerungen eines unter dem Gletscher (oder im Gletscher) dahinfließenden Gewässers deuten, also als subglazial entstanden.¹⁾

Das Weiherburgdelta (Fig. 17, 7) besteht aus ziemlich festem, löcherigem Konglomerat von Inntalgesteinen, welche unter einem Winkel von 20 bis 30° westwärts fallen. Es enthält selten Gerölle der Höttinger Breccie und reicht von 650 bis 700 m Höhe. Im N lagert das Delta direkt auf dem Grundgebirge, während im S Tone das Liegende bilden.

Weiter ostwärts von der Hungerburgbahn an treffen wir auf ähnliche Profile, wie in Fig. 18 dargestellt. Zu erwähnen wäre nur, daß nach meinen Beobachtungen im Gegensatz zu denen Pencks [62, Taf. I] die Mehlsande und vor allem die Tone geringere Ausdehnung einnehmen. In den unteren Terrassenpartien herrschen allerdings die Sande vor, doch finden sich in ihnen nicht selten mächtige Schotterlinsen eingestreut.

Beim Arzler Kalvarienberg stoßen wir wieder auf ein mächtiges Bändertonlager, das von zirka 570 bis 670 m Höhe reicht. Die Tone sind stark sandig, besonders in den unteren Partien findet eine starke Sandanreicherung statt. Dicht neben den Bändertonen des Kalvarienberges finden sich in gleicher Höhe grobe Innschotter.

Nördlich von Hall wird die Inntalterrasse durch den Weißenbach durchbrochen, der eine breite Bresche in die Terrasse geschnitten hat. Ein gewaltiger rezenter Schuttkegel erstreckt sich aus dem Salztal ins

¹⁾ Eine solche subglaziale Rinne mit bedeutender Geröllführung konnte ich im Frühling 1927 in Begleitung von Professor Philipp, Köln, am Morteratschgletscher (Engadlin) beobachten.

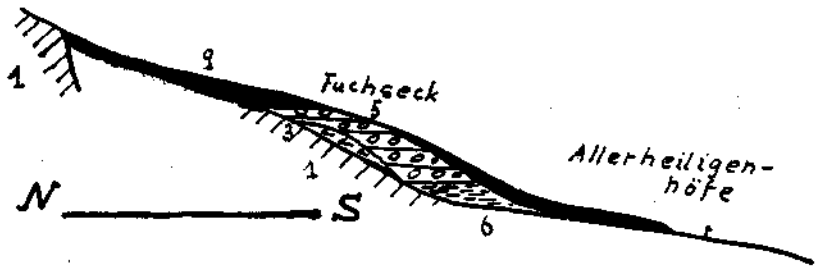


Fig. 14. Profil westlich des Höttinger Grabens (nach Penck).

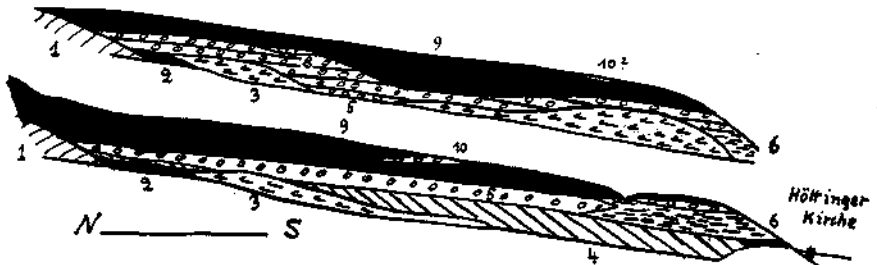


Fig. 15 und 16. Profil des Höttinger Grabens, rechte und linke Talseite (nach Penck).

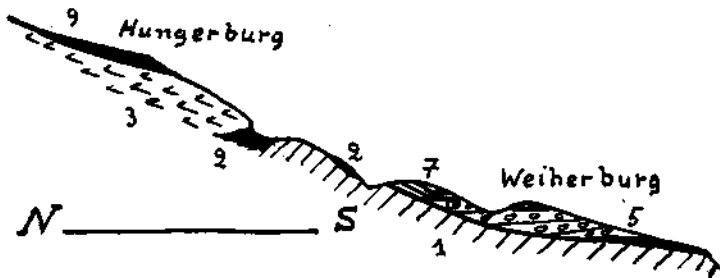


Fig. 17. Profil bei der Weierburg (nach Penck).

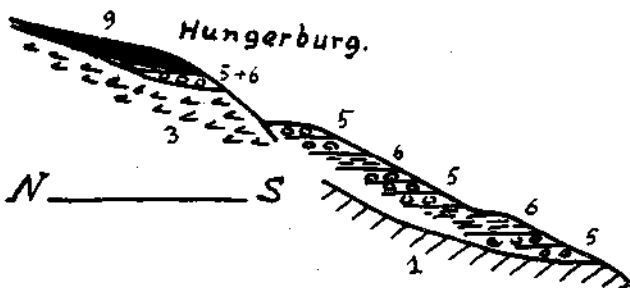


Fig. 18. Profil entlang der Hungerburgbahn (nach Penck).

Legende zu Fig. 14 bis 18. 1 = Grundgebirge, 2 = Liegendmoräne, 3 = Breccie, 4 = Höttinger Schutt, 5 = Innschotter, 6 = Tone, 7 = Weierburgdelta, 8 = Linse von Kalkschottern, 9 = Hangendmoräne, 10 = subglazialer Schotter.

Inntal. Nur an einzelnen Stellen ist das Liegende dieses Schuttkegels aufgeschlossen. So werden westlich von Hall in Gruben unter dem Schuttmaterial des Weißenbaches in zirka 570 m Höhe Bändertone abgebaut; ferner erhebt sich bei Metans ein Hügel von Terrassensedimenten aus den rezenten Schuttmassen.

Östlich des Salzbaches erhebt sich die stattliche „Terrasse des Gnadenwaldes“. Der ganze Abschnitt derselben, welcher zwischen dem Halltalschuttkegel und dem Vomperbach liegt, zeigt in keinem seiner tiefen Gräben das Grundgebirge entblößt. In gewaltigen Massen treten uns hier die Terrassensedimente entgegen; sie bauen eine bis 2 km breite, und bis 280 m über den heutigen Talboden emporreichende Terrasse auf. Nach Ampferer [2. S. 118] bilden die geschichteten diluvialen Ablagerungen hier die ziemlich ungestörte Verlandungsserie eines Sees, meist mit Bändertonen beginnend und sich dann über Mehlsand und Kies zu Schottern vergrößernd. Dieser Ansicht kann nicht in allen Punkten beigestimmt werden. Wohl gehen die fluviatilen Sedimente im allgemeinen von unten nach oben in gröbere Komponenten über, die Bändertone aber bilden nur lokale Einschaltungen in den Sand- und Schottermassen. Das einzige bedeutende Bändertonglager der Gnadenwaldterrasse findet sich östlich von Fritzens. Hier sind in einer Tongrube in zirka 640 m Höhe zirka 15 m mächtige Bändertone erschlossen. Nach Ampferer [2] und Penck [64] fanden sich unter den Tonen Reste einer Grundmoräne. Von letzterer war im Sommer 1925 keine Spur mehr zu finden. Daß die Bändertone nur lokale Verbreitung besitzen geht daraus hervor, daß sowohl westlich von ihnen bei Baumkirchen, als auch östlich im Bärenbachtal in gleicher Höhe, sowie auch tiefer stark sandige Schotter auftreten. Am linken Ufer des Bärenbaches fallen in zirka 590 m Höhe diese gutgeschichteten, mit Sand- und Lehmlagen durchzogenen Schotter mit ungefähr 17° gegen N, also hangwärts. Ein solches Fallen finden wir im großen wieder im Bereich des Achenseedammes. Es wurde hervorgerufen durch das rasche Aufschottern des Inns, wie bei Besprechung des Achenseedammes näher dargelegt werden soll.

Die von Ampferer auf Blatt „Innsbruck—Achensee“ eingezeichneten Bändertone im Tal nördlich von Terfens konnten nicht aufgefunden werden. Als Liegendes finden sich Mehlsande, die nach oben in stark sandige, lose Innschotter übergehen.

Das Vomperloch.¹

Einer der interessantesten Aufschlüsse zum Verständnis des Aufbaus der Inntalerrasse bietet das Vomperloch [Ampferer 13, Penck 64]. Der Vomperbach schneidet hier nach seinem Austritt aus der tiefen Klamm vor seiner Mündung in den Inn die breite Gnadenwaldterrasse auseinander und legt auf beiden Seiten den vollständigen Aufbau der Terrasse bis zum Grundgebirge hinab bloß.

Nach Ampferer [13] bieten sich hier folgende Verhältnisse dar:

„Über dem Grundgebirge aus älterer Trias baut sich die Inntalerrasse auf. Zu unterst liegen Grundmoränen in mehreren Resten, teils auf dem Fels, teils an der Ostseite des Baches auf gefältelem Bändertone und Mehlsand. In dem Bändertone

sind schöne gekritzte Geschiebe eingeschlossen. An der Westseite des Vomperloches ruht die Grundmoräne einem klaren, ostwestlich geschrammten Gletscherschliff auf, was beweist, daß Schliff und Moräne älter als die hangende Terrasse sind.

Über diese Liegendmoräne ist nun das steilgeschichtete, mächtige Delta des Vomperbaches aufgestapelt, welches das heutige Bachbett unterteuft und von Verwerfungen durchsetzt erscheint. Nicht selten sind in diesem kalkalpinen Schutt bis kopfgroße erratische Geschiebe enthalten. Auf den tief erodierten Schichtenköpfen dieses Konglomerats ruhen dann die vorherrschend zentralalpinen Schotter und Sande der Innalterrasse. Sie sind meist horizontal gelagert. Auf der Höhe der Terrasse stellt sich streckenweise ein Überzug von der Hangendmoräne ein."

Ergänzend wäre noch beizufügen, daß die Bänke des in allen seinen Teilen in bezug auf Verkittung, Zusammensetzung und Aufbau gleichmäßigen und einheitlichen Schuttkegels schräg gegen Südwesten über den heutigen Bachlauf fallen. Die Stirne des Schuttkegels muß weiter östlich als die heutige Mündung der Schlucht gelegen sein.

Zu ähnlichen Ergebnissen wie Ampferer gelangte Penck [64, S. 215]. Auch er setzt die Bändertone und die sie überlagernde Grundmoräne ins Liegende des von 570 bis 680 m Höhe reichenden Schuttkegels.

Eine besondere Bedeutung legt Penck den auf der rechten Talseite hart am Ausgang des Vomperloches gelegenen, horizontal geschichteten Schottern bei (sie gleichen vollkommen den Schuttkegelschottern):

„das ist der Schuttkegel, den der Vomperbach seinem Delta aufsetzte“.

Eine genaue Untersuchung der Aufschlüsse im Bereich der Bändertone führte den Verfasser zu einer von der obigen stark abweichenden Ansicht über das gegenseitige Altersverhältnis von Bändertone und unmittelbar darüberliegender Moräne einerseits und den Deltaschottern und Innschottern andererseits.

Es findet sich nämlich zwischen den Bändertonen und der Moräne eine Lage rein kalkalpiner Schotter eingeschaltet (Fig. 19). Dieselben sind horizontal geschichtet, gut verfestigt, und weisen keinerlei gekritzte oder polierte Geschiebe auf. Es sind typische Flußgerölle voll von

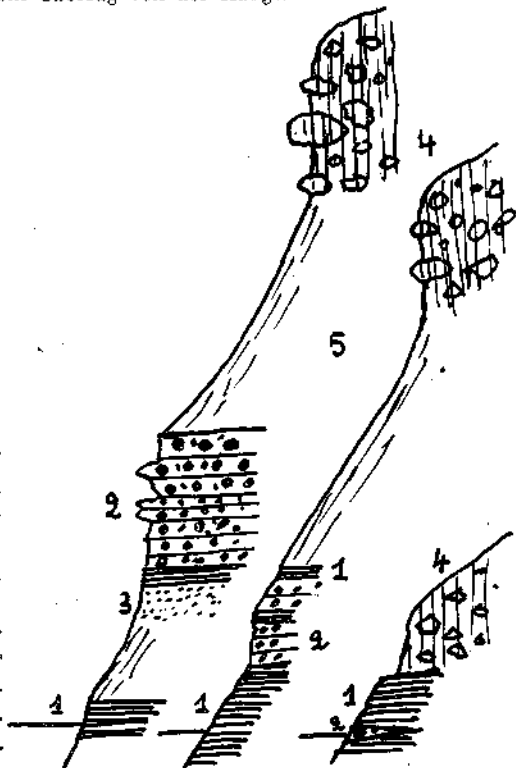


Fig. 19. Kulissenprofile durch den Aufschluß über den Bändertonen im Vomperbach.

1 = Bändertone, 2 = reine kalkalpine, gut konglomerierte Schotter, ohne gekritzte Geschiebe, 3 = Sande, 4 = Innalper Grundmoräne mit gut gekritzten Geschieben und groben Blöcken, 5 = Schutt.

Schlagpunkten, die dieses Konglomerat aufbauen. Linsen und Lagen desselben finden sich in den Bändertonen eingeschaltet, ebenso treten schmale Bändertonerlager in den unteren Partien der Kalkschotter auf. In den hintersten Aufschlüssen schalten sich zwischen die Tone und Schotter feine gelbe Mehlsande ein. Erst über den Kalkschottern lagert die Moräne, die im südlichsten Aufschluß direkt auf dem Bändertone liegt. Hier finden sich auch die gekritzten Geschiebe in den Tonen, während sie da, wo sich die Schotter zwischen Ton und Moräne schalten, fehlen. Man gewinnt dadurch den Eindruck, daß die gekritzten Geschiebe von der hangenden Moräne her eingepreßt worden sind.

In ihrer Zusammensetzung weicht die Moräne stark von den bis jetzt im Inntal bekanntgewordenen Liegendmoränen ab. Während sonst in diesen Ablagerungen große zentralalpine sowie Kalkblöcke fehlen (oder nur äußerst selten vorkommen), finden wir dieselben in hiesiger

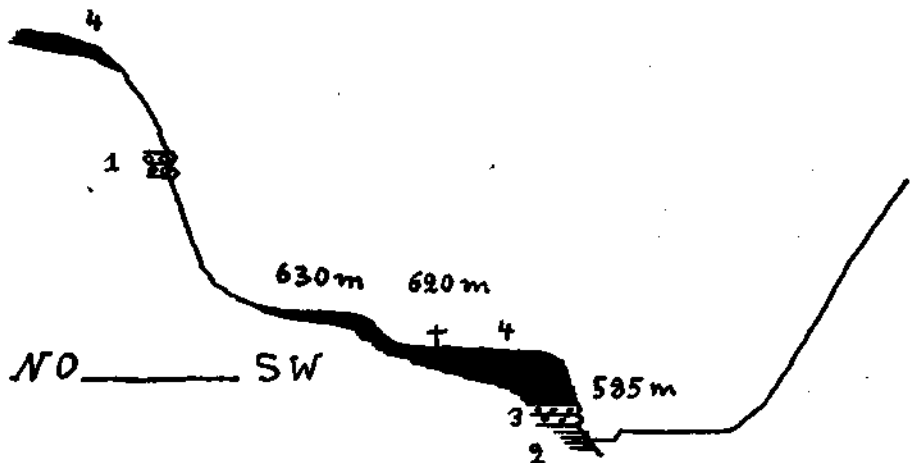


Fig. 20. Profil durch das Vomperloch.

1 = konglomerierte horizontallagernde Innschotter, 2 = Bändertone, 3 = konglomerierte rein kalkalpiner Schotter, 4 = Inntaler Grundmoräne (Hangendmoräne).

Moräne in großen Massen eingestreut. Ferner weist sie keine tillitartige Beschaffenheit auf. Die über den Bändertonen lagernde Grundmoräne gleicht in Habitus und Zusammensetzung ganz der Hangendmoräne, wie wir sie auf den Höhen der Gnadenwaldterrasse finden.

(Bemerkenswert ist noch, daß in den tiefer gelegenen südöstlichen Partien der Moräne zentralalpine Geschiebe sehr selten sind, während sie in den höhergelegenen nordwestlichen Partien häufig auftreten.)

Zwischen dem Vomperbach und dem Abfall des Vomperberges schaltet sich eine zirka 40 m hohe Terrasse ein, die wieder in sich selbst terrassiert ist (Fig. 20). Die Moräne läßt sich nun, wie an einem frisch aufgeschürften Graben ersichtlich war, über diese Terrasse bis an den Steilabfall des Vomperberges verfolgen. Höher stehen Reste des Schuttkegels an, die von zentralalpinen horizontal gelagerten Schottern diskordant überlagert werden, auf denen auf der Höhe des Vomperberges Grundmoräne liegt.

Es fragt sich nun, ob die Moräne im Vomperloch wirklich als Liegendmoräne zu bezeichnen ist. Eine direkte Überlagerung der Moräne durch die Schotter des Schuttkegels oder durch die zentralalpinen Innshotter läßt sich nirgends nachweisen. Ihrer Beschaffenheit nach muß die Moräne eher als Hangendmoräne angesprochen werden. Bei der Deutung als Liegendmoräne müßte man annehmen, daß der Vomperbach beim Wiedereinschneiden zuerst die zentralalpiner Terrassenschotter, hernach die gut konglomerierten Deltaschotter durchschnitten, die Liegendmoräne aber als Terrassen stehen gelassen habe. Diese Erklärung mutet sehr unwahrscheinlich an. Das gleiche gilt von dem erhaltenen Gletscherschliff auf der Westseite des Baches. Auch die über demselben lagernde Moräne weist vollständig den Typus der Hangendmoräne auf. Die Ostwestrichtung des Schliffes ist, wie aus einer genauen Betrachtung der Karte hervorgeht, nicht unbedingt zwingend für die Annahme, daß seine Bildung vor Ablagerung der Deltaschotter erfolgt sein muß.

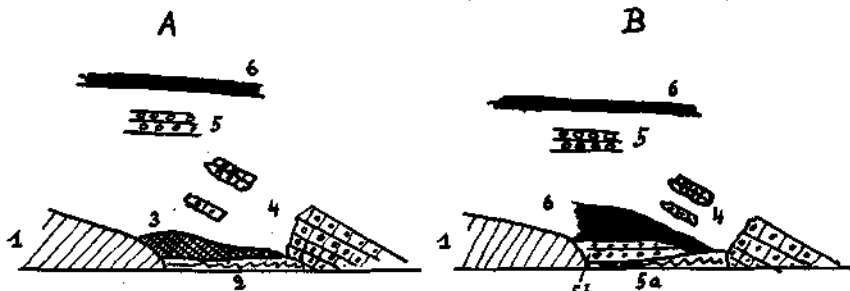


Fig. 21. Schematische Ansicht der Aufschlüsse über den Bändertonen im Vomperloch. A = nach der Deutung von Ampferer und Penck. B = nach der Deutung des Verfassers.

1 = Grundgebirge, 2 = Bändertone, 3 = Liegendmoräne, 4 = Schuttkegel, 5 = Innshotter, 5a = Bändertone, 5b = reine kalkalpine Schotter, 6 = Hangendmoräne.

Die über den Bändertonen und dem Gletscherschliff liegenden Moränenreste erweisen sich ihrer Lagerung und Beschaffenheit nach als Reste der Hangendmoräne.

Vor dem Herannahen der letzten Großvergletscherung hatte sich der Vomperbach durch die zentralalpiner und Schuttkegelschotter bis mindestens in heutige Tiefe eingeschnitten. Die Bildung der rein kalkalpinen Schotter und Bändertone unter der Moräne läßt sich am besten auf folgende Weise erklären: Beim Vordringen des Inngletschers wurde der Vomperbach an seiner Mündung aufgestaut, es bildete sich ein neben dem Eis gelegener Stausee, in dem die Bändertone und hernach die Sande und kalkalpinen Schotter abgelagert wurden. Mit der Zeit schob sich das Eis über die Sedimente des verlandeten Sees in das Vomperloch hinein, wobei es zur Ablagerung der Grundmoränenmassen kam. Dieselben wurden nach dem Rückzug des Eises wieder teilweise wegerodiert.

Fig. 21 stellt schematisch die Ansichten Ampferers und Pencks und diejenige des Verfassers dar.

Östlich vom Vomperloch setzt sich die Gnadenwaldterrasse im Vomperberg fort. Die Terrassensedimente reichen hier stellenweise bis 900 *m* Höhe empor. In der Tiefe der Stanserklamm lagern in zirka 700 *m* Höhe sandige Bändertone, die nach oben in Mehlsande und hernach in gewaltige Massen horizontal geschichteter Schotter übergehen. Östlich der Stauerklamm nehmen die Terrassensedimente rasch an Ausdehnung und Mächtigkeit ab. Die Terrasse verschmälert sich und es tritt das Grundgebirge zutage. Darüber streicht in östlicher Richtung die hangende Grundmoränendecke bis zur heutigen Talsohle hinab (unterhalb Schloß Tratzberg bis zirka 500 *m*).

Die Bändertonvorkommnisse in der Terrasse nördlich von Innsbruck sowie in der Gnadenwaldterrasse lagern in ganz verschiedenen Höhen (zwischen 570—700 *m*) und lassen sich nur als lokale Einlagerungen in den Schottern und Sanden erkennen.

Der Achenseedamm.

Das Tal des Achensees, welches heute seine Wässer nach N zur Isar abführt, war vor der Bildung der Terrassensedimente ein Seitental des Inns. Erst durch die Aufschüttung der Inntalterrassen wurde auch das Achenseetal von S her verschüttet. Die Verbauung dieses Tales wurde von Penck [69, S. 122, 64, S. 217] und von Ampferer [2, 3, 7, 26] näher beschrieben. Auch hier finden wir unter den Terrassensedimenten einen Rest eines vorherrschend kalkalpinen Konglomerats. Dasselbe streicht beim Elektrizitätswerk (früher Sensenwerk) in 670 bis 730 *m* Höhe aus. Die Schotter sind locker verkittet und fallen sehr schwach gegen S. Zentralalpine Gerölle finden sich nur selten. Dieses Konglomerat ist durch einen Erosionsschnitt scharf von den Terrassensedimenten geschieden. Wir haben es hier mit einem kleinen Rest eines alten Achenseeschuttkegels zu tun.

In 770 *m* Höhe lagern gut gebänderte Tone; glaziales Material in ihren unteren Lagen konnte nicht beobachtet werden, obgleich Penck [64] solches angibt. Beim Elektrizitätswerk Eben-Persitau werden diese Tone in zirka 810 *m* Höhe von feinen Sanden und dieselben ihrerseits von losen, groben Innschottern überlagert. Darüber finden sich in zirka 840 *m* Höhe wieder Bändertone und darüber Mehlsande. Letztere gehen in 900 *m* Höhe in lose, horizontal geschichtete Schotter über. Die Tone bilden nur Einlagerungen in den Innschottern und Sanden.

Die oberen Schotterpartien fallen deltaartig gegen N. Sie reichen bis in die Gegend von Pertisau, wo sie noch in Bohrungen erschlossen wurden [Ampferer 26], und erstrecken sich heute noch in der Gegend von Seespitz bis in 927 *m* Höhe [26, Bohrloch XI].

Wir haben im Achenseetal eine gewaltige Schutteinfüllung von dem sein Bett rasch erhöhenden Inn in das Seitental hinein vor uns. Dieser Innzuschotterung vorangegangen ist eine solche des Seitentales (Kalkkonglomerat), die vor Beginn der ersteren stark erodiert wurde.

Südliches Inntalgehänge zwischen Ötz- und Zillertal.

Von W an bis zur Innumbiegung bei Oberhofen spielen die Terrassensedimente sowie die Moränen nur eine untergeordnete Rolle. Östlich von Flauerling nehmen sie bedeutend an Ausdehnung und Mächtigkeit zu und beteiligen sich in großen Massen am Aufbau der Inntalterrasse, die sich gegen O bis in die Gegend von Volders erstreckt. Die Terrasse gliedert sich durch den Melachbach und die Sill in drei Teile.

Am Reißenden Ranggen südlich von Zirl werden die Terrassensedimente in ihrer ganzen Ausdehnung entblößt.

Von der heutigen Innsohle bis in zirka 760 m Höhe lagern stark sandige, mehr oder weniger lose Schotter, deren Schichtung mit durchschnittlich 15° gen NW fällt. Steilere Fallwinkel (20—25°) treten nur ganz lokal auf. (Nach Penck [64] reichen die schräggeschichteten Schotter bis 790 m Höhe. Zweimal ausgeführte Aneroidmessungen ergaben übereinstimmend 760 m.) Unmittelbar über den schräggeschichteten Schottern lagern solche mit horizontaler Schichtung, an deren Basis sich reine Sandlagen finden. Reste dieses Schuttkegels finden sich weiter südlich am Taleinschnitt des Rettenbaches bei Itzellranggen und in dem von Ober-Perfuß sich nordwärts erstreckenden Tobel.

Im Sellraintal lagern an der rechten Flanke der Melach, oberhalb von Kematen, mächtige, z. T. sehr grobe, flach geschichtete Schotter, über denen weiter westlich bei Wollbell zwischen 770—800 m Höhe Moränen ausstreichen. Über diesen stellen sich abermals Schotter ein, welche den Boden des Tälechens von Omes auf der Terrassenhöhe bilden.

Weiter taleinwärts stoßen die Terrassensedimente an einen Felsriegel, welcher das Sellraintal absperrt. Oberhalb desselben treten die Schotter stark zurück. Von Sellrain an tritt die Moräne bis zum Bach hinab und das Tal weitet sich.

Im Wipptal treffen wir auf eine bedeutende Eigenaufschotterung, die sich bis in die Gegend von Matrei verfolgen läßt. Sie reicht zwischen Burgstall und Matrei bis in Höhen von zirka 1000 m. Am besten erhalten geblieben sind die Schotter zwischen Schönberg und Burgstall, wo sie in bis gegen 200 m mächtigen Wänden ausstreichen. Sie setzen sich aus Lokalgesteinen des Wipptales zusammen.

Östlich von Burgstall beginnen die Schotter meist mit mächtigen Lagen von Mehlsanden. In diesen finden sich nicht selten Gerölle mit Kritzen und Schlagpunkten, die als umgeschwemmte Moränengeschiebe zu deuten sind. An einzelnen Stellen schaltet sich zwischen Phyllit und Schotter gut bearbeitete Grundmoräne mit prachtvoll gekritzten Geschieben. Dieses erklärt auch die teilweise gekritzten Gerölle in den Mehlsanden. Der Grundmoräne fehlen grobe Blöcke, sie weist den Typus der Liegendmoräne auf.

Unterhalb der Stefansbrücke vom Einräumerhaus an bis zur Mühlbachmündung besitzen die Schotter und Sande gestörte Lagerung. In diesem Gebiet finden sich Bändertone zwischen die fluviatilen Sedimente eingeschaltet, die stellenweise prachtvolle Stauchungen aufweisen. Am Mühlbach sind die Schotter wieder horizontal geschichtet und zeigen einzelne gut verkittete Lagen.

Das Gebundensein der Bänder-tonlagen an das Gebiet der gestörten Schotterlagerung macht es wahrscheinlich, daß wir hier die Verlandungs-sedimente eines kleinen Sees vor uns haben.

Unterhalb der Wegabzweigung gegen Natters fallen Schotterbänke mit zirka 20—25° gegen N. Es ist dies aber nur eine kleine untergeordnete Lagerungsstörung, denn einige Meter links und rechts vom Aufschluß lagern die Schotter wieder deutlich horizontal, ebenso finden sich gut aufgeschlossene, horizontal geschichtete Schotter bei der Halte-stelle Blumeshof.

Die Schotter nehmen nach dem Inntal zu rasch an Mächtigkeit ab und werden von der Hangendmoräne schräg überlagert. Letztere zieht diskordant über die Schotter und das Grundgebirge bis ins Inntal hinab.

Es finden sich die Terrassensedimente in der Hauptsache im Bereich des Wipp- und Sellraintales. Daneben tritt die Felsterrasse zutage: zwischen Sellrain- und Wipptal bei Axans und Götzens, rechts vom Wipptal zwischen Igls und Ampaß. Der Felsterrasse sind in mehr oder weniger großer Mächtigkeit die meist losen Terrassensedimente an- und aufgelagert.

Bei Aflingen und Ober-Figge sind Tone darin eingeschaltet. Sie lagern in 600—620 m Höhe. An den Tonen von Aflingen ist keine Bänderung ersichtlich. Es finden sich nur unregelmäßige Schlieren von dunkel gefärbtem Material in den sonst hellgrauen bis weißlichen, stark glimmerigen Tonen.

Bei Ampaß liegen, umgeben von den losen Terrassensedimenten, Reste eines ziemlich fest verbundenen Konglomerats. Dasselbe unterscheidet sich seiner Zusammensetzung nach nicht von den sonst auftretenden Innschottern. Die Bänke der beiden unteren Vorkommnisse, die sich direkt über der heutigen Innaue erheben, sind gegen das Inntal geneigt und werden bei Egerdach von typischer älterer Grundmoräne unterlagert. Das obere Vorkommen, auf dem sich die Kirche von Ampaß erhebt, besitzt horizontale Lagerung. Im Liegenden dieses Konglomerat-hügels findet sich über dem Grundgebirge ein typischer blaugrauer Ton eingelagert, in dem eine Menge von verkohlten, plattgedrückten Stämmen und Zweigen von Laub- und Nadelhölzern gefunden wurde.

Am Abhang südlich der Kirche gegen den Einschnitt der alten Straße wechsellagern konglomeratähnliche Bänke mit eigentümlichen von organischer Substanz innig durchsetzten Schlamm lagern.

Dieses Konglomerat ist von den Terrassensedimenten durch eine Erosionsdiskordanz getrennt, wie vor allem die Aufschlüsse am oberen Vorkommnis zeigen.

Nach Blaas und Ampferer, neuerdings auch nach Penck [64], soll das Konglomerat älter als die Terrassensedimente sein.

Von Volders an bis in den Bereich des Weerbachtales finden sich — mit Ausnahme kleiner Reste im Wattenbachtal — keine Terrassensedimente. Ebenso fehlt die Hangendmoräne vollständig.

Am Westabhang des Weertales lagern wieder Reste der Zuschotterung. Taleinwärts gehen die Terrassensedimente in vorwiegend lokale Schotter über, die sich bis zirka 1000 m hinauf verfolgen lassen.

Die breite Terrasse von Mitterweeberg ist einem ziemlich niedrigen Grundgebirgssockel aufgesetzt. Die Terrassensedimente reichen bis in zirka 850 *m* Höhe, wo sie diskordant von der hangenden Moränendecke überlagert werden. In viel breiterer Stufe als im Weertal spannt sich die Terrasse an der Westseite des Piltales einwärts. Hier können wir die geschichteten Schotter, welche sehr unregelmäßig gelagert sind und zahlreiche Gerölle des Talhintergrundes enthalten, bis nahe an 1000 *m* Höhe verfolgen. Auf der Oberfläche der Terrasse finden sich Spuren von Hangendmoräne.

Zwischen Piltal und Schwaz ist nur eine schmale Terrasse ausgebildet, die zum größten Teil aus anstehendem Fels besteht. In der Gegend von Schwaz erlangen die Terrassensedimente wieder mehr Bedeutung.

Bei Riedl (östlich von Schwaz) stoßen wir auf beträchtliche Lehm-massen, welche an der Oberfläche stellenweise gerundete Gerölle enthalten.

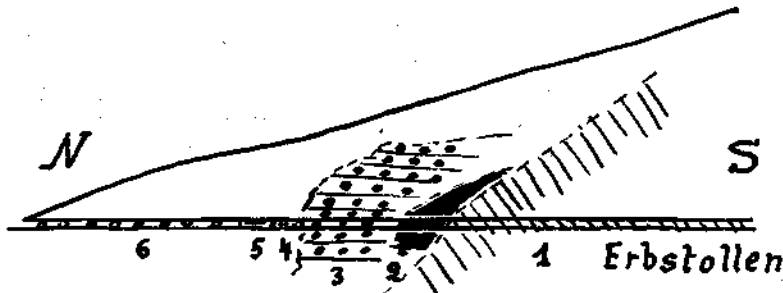


Fig. 22. Profil durch den Erbstollen bei Schwaz (nach Ampferer).

1 = Buntsandstein, 2 = Grundmoräne, feinschlammig, 3 = festes Konglomerat aus groben zentralalpiner und ortsnahen Blöcken, 4 = Sand, 5 = Lehm, 6 = Innschotter und Sande.

Vorzüglich wurden diese Ablagerungen durch den Erbstollen, welcher bei Schwaz nur 10 *m* über dem Inn gegen Falkenstein ins Berginnere führt, erschlossen (Fig. 22).

Es lagert hier wieder wie bei Ampaß im Liegenden der Terrassensedimente ein von diesen wohl getrenntes Konglomerat, das von älterer Grundmoräne unterlagert wird. Ihrer Zusammensetzung nach sind jedoch die beiden Konglomerate verschieden.

Weiter östlich lassen sich die Terrassensedimente als Schotter und Sande ausgebildet im Einschnitt des Buchbaches wieder bis über 900 *m* verfolgen, wo sie auf der Terrasse von Hof von Grundmoräne überzogen werden. Ebenso reichen östlich des Buchbaches bei Gallzein Innschotter bis über 900 *m* Höhe empor.

In einer Runse südlich von Maurach finden wir bei 860 *m* Höhe einen aus Konglomerat bestehenden Hügel. Das Konglomerat hat große Ähnlichkeit mit dem des Erbstollens und weist keine Verbindung mit anderen Schuttablagerungen auf. Seiner Höhenlage nach müssen es die Schotter und Sande, die bis gegen 900 *m* Höhe emporreichen, einst in bedeutenden Massen überdeckt haben.

Ein kleines Vorkommnis von Inntalschottern findet sich noch auf dem Felswall von St. Maria-Brettfall in zirka 700—800 *m* Höhe und stellt die Verbindung zwischen den lokalen Schotterterrassen des Zillertales dar.

Zillertal.

Am linken Gehänge des Zillertales liegt unweit der Mündung ins Inntal eine große Terrasse, aufgebaut vom Grundgebirgssockel und vorwiegend lokalen, stark sandigen Flußschottern, die am Fügenberg bis zirka 800 *m*, am Pankrazberg bis gegen 900 *m* Höhe emporsteigen. Ein Zusammenhang der Schotter mit Moränen ist bis jetzt nicht feststellbar.

Zu dieser Zuschotterung gehört vielleicht auch der Schotterrest im unteren Gerlostal oberhalb Hainzenberg in 1100 *m* Höhe [Rinaldini 73, S. 69].

Das Unterinntal und seine Nebentäler.

Die glazialen Ablagerungen des Unterinntales wurden vor allem von Ampferer [6, 7, 11] beschrieben. Das Gebiet links des Inns wurde ferner von Leyden (Levy) [53], dasjenige rechts vom Inn von Rinaldini [73] besonders glazialmorphologisch bearbeitet. Es sollen hier die von den einzelnen Forschern verschieden gedeuteten Diluvialvorkommnisse eingehender behandelt werden.

Die Innterrasse links des Inns und die zugehörigen Nebentäler.

Direkt vor Beginn der Angerbergterrasse mündet das Brandenberger Tal ins Inntal. Von Mariathal an bis zur Weitung von Brandenberg-Aschau besitzt das Tal typisch klammartigen Charakter. Ganz in der Tiefe der Klamm lagern heute noch Innsande und Schotter, welche die Verbindung der Inntalterrasse mit den mächtigen Schottermassen der Brandenberg- und Aschauterrasse herstellen.

In der Bucht von Brandenberg (Fig. 23) lagert über der Klamm eine Lage von Achenschotter (1), die ihrerseits von Bändertonen (2) überlagert werden. Darüber folgen sehr mächtige Mehlsandlagen (3), die gegen oben in gröbere Sande und zuletzt in wohlgeschichtete, horizontal gelagerte Innschotter (4) übergehen. Die letzteren enthalten Gneise, Augengneise, Granite, Amphibolite usw. Gegen den Hang des Voldeppberges gelegen, findet sich als Abschluß eine mächtige Decke von gutbearbeiteter Inntaler Grundmoräne (5), die diskordant in zirka 900 *m* Höhe auf den Schottern (4) ruht. Sie ist arm an zentralalpinen Geschieben, dafür sehr reich an Hauptdolomit und Liasgesteinen. Es ist eine lokalgefärbte Inntaler Grundmoräne. Sie reicht an beiden Talseiten bis zirka 1000 *m* empor.

Die Einschaltung von zentralalpinen Inngeröllen im Brandenberger Tal läßt sich bis zirka 10 *km* von der Klammöffnung an einwärts verfolgen.

Zwischen Kaiserhaus und Pinnegg stellen die Terrassensedimente eine einfache Verlandungsserie von Bändertonen durch Sande zu Schottern dar. Die letzteren werden von Grundmoräne überlagert.

Die Bändertone zwingen uns zur Annahme eines ehemaligen Sees im Brandenberger Tal bis in die Gegend des Kaiserhauses, der wahrscheinlich infolge Aufstau durch die ins Tal hineingeschütteten Innschotter gebildet wurde. Der Seebildung vorangegangen ist eine kleinere Zuschotterung durch die Ache selbst.

In Betracht zu ziehen ist ferner, daß der See eventuell durch den alten diluvialen Bergsturz am Eingang der Klamm (siehe Abschnitt 2, S. 380) aufgestaut wurde. Wir sahen aber, daß sich zwischen die Breccie und den Terrassensedimenten eine nicht unbedeutende Erosionsdiskordanz einschiebt, während eine solche zwischen den Seeablagerungen und den Terrassenschottern fehlt. Die Bildung des Sees durch den Bergsturz ist daher ziemlich unwahrscheinlich, höchstens kann eventuell die Zuschotterung durch die Ache den Bergsturz als Ursache haben. Für letztere besteht aber auch die Möglichkeit der Parallelisierung mit den Konglomeraten von Imst, Schwaz und den alten Schuttkegeln des Vomperlochs, Achenseedamm usw.

Flache noch heute verschüttete Joche stellen die Verbindung zwischen den Becken von Brandenburg-Kaiserhaus, Riedberg und Landl-Thiersee

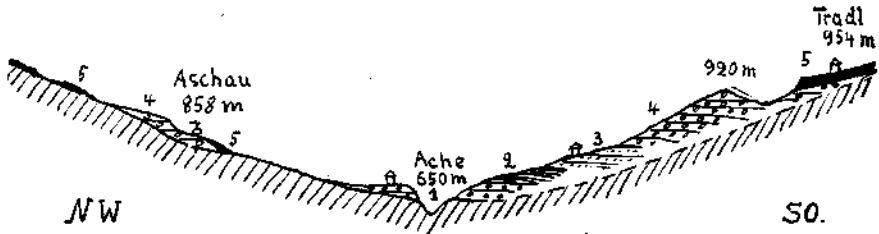


Fig. 23 Profil durch die Brandenberger Bucht (nach Ampferer).

1 = Acheschotter, 2 = Bändertone, 3 = Mehlsande, 4 = Innschotter, 5 = Hangendmoräne.

dar. Vom Kaiserhaus-Becken aus führt in östlicher Richtung die enge Schlucht des Ellbaches. Die unmittelbare Fortsetzung dieser Schlucht bildet das Glemmbachtal, durch eine 918 m hohe Schwelle von der Ellbachschlucht getrennt. Nach den Beobachtungen Ampferer's erfüllen die Terrassenschotter nicht nur das Ellbachtal, sondern streichen über die Schwelle hinüber ins Tal der Glemm, wo sie wieder bedeutende Mächtigkeit erlangen. Näheres darüber bei der Besprechung des Thierseetales.

Im Inntal selbst lagert sich dem Kalkgebirge die breite Terrasse des Angerberges an. Sie wird durch eine Furche, die bei Breitenbach nordwärts verläuft, in zwei Teile geteilt, in den Ober- und den Unterangerberg. Der Oberangerberg wird in der Hauptsache von Häringer Tertiärschichten aufgebaut. Größere Anhäufungen von Schottern und Sanden fehlen.

Im Gegensatz dazu tritt im Aufbau des Unterangerberges das Grundgebirge stark zurück, die Terrasse wird fast vollständig von den Terrassensedimenten überdeckt. Über denselben lagert an verschiedenen Stellen Inntaler Grundmoräne. Wie schon bei der Besprechung des „Alten Konglomerats (Nagelfluh)“ an der Innschleife von Angath dar-

gelegt wurde (siehe S. 385), findet sich unter den Schottern des Unterangerberges ein mächtiger Rest von Liegendmoräne.

Das höchste Vorkommnis der Terrassensedimente im Bereich der Angerbergterrasse liegt in 667 m Höhe.

Von Unterkampfen an verschwindet die zusammenhängende Terrasse und wir finden nur noch vereinzelte Reste der Terrassensedimente dem Berggehänge angelagert. So z. B. am Abhang des Thierberges, wo die Innschotter und Sande bis zirka 600 m Höhe reichen, also zirka 120 m über dem heutigen Innspiegel.

An der Mündung des Thierseetales (Schmiedtal) erhebt sich auf der linken Talseite eine Schotterterrasse, die sich taleinwärts bis in die Gegend von Wachtel erstreckt. Es ist dies die Terrasse von Windhag (550 m) und Breitenau (570 m). Am Wege von Windhag nach Kurz fand Levy (53) unter den Schottern Reste einer Grundmoräne. Im Gießenbachtal liegt, wie schon Ampferer angegeben, bei der Mühle

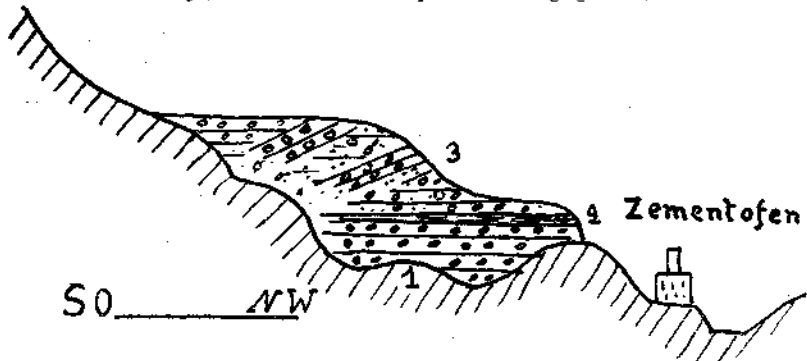


Fig. 24. Profil durch die alte Talfurche bei Wachtel (nach Ampferer).

1 = grobe Acheschotter, 2 = Lage von hartem Lehm, 3 = Innschotter und Sande.

Liegendmoräne, darüber folgen mächtige Lagen von Innschottern. Letztere werden in zirka 640 m Höhe diskordant von der Hangendmoräne überlagert.

Taleinwärts begleiten uns die Schotter und Sande bis in die Gegend von Vorder-Thiersee (677 m), wo dieselben von einer mächtigen Decke von stark bearbeiteter Inntaler Grundmoräne überlagert werden.

Gut aufgeschlossen sind die Schotter beim Zementbruch westlich von Wachtel. Hier finden wir unmittelbar neben der heutigen Klamm eine alte von Terrassensedimenten erfüllte Talfurche (Fig. 24).

Wir haben hier ähnliche Verhältnisse wie im Brandenberger Tal vor uns und sehen wieder, wie in einer engen Schlucht die eigene Aufschüttung des Tales nach Einschaltung von Bändertonen von den Sedimenten des Inns überdeckt wird.

Das Thierseetal von Thiersee an einwärts ist durch eine doppelte Talfurche charakterisiert. Die nördlichere tiefere und schmalere benutzt die Ache zu ihrem Lauf; die südlichere, die viel breiter und höher ist, bildet eine Art von Mittelgebirge, dessen Einheit durch mehrere Querbäche zerschnitten wurde. Diese alte Talfurche ist reich an Diluvialsedimenten, während sich diese in der Acheschlucht nur in spärlichem Maße erhalten haben.

Die Terrassensedimente reichen taleinwärts entlang des Klausbaches bis unmittelbar unter den Ursprungspaß (Ursprungsklause). Sie erreichen bei Hinterthiersee und Jochberg südlich von Lande jetzt noch Höhen von 850 *m*.

Bis in noch größere Höhen lassen sich die Schotter am Nordabfall des Kegelhörndl-Turenberges verfolgen, wo sie eine bis über 1000 *m* reichende Terrasse aufbauen. Es sind deutlich horizontal geschichtete, mit Sandlagen wechselnde Flußschotter, die einzelne verkittete Lagen aufweisen. In der Hauptsache werden sie von kalkalpinen Geröllen aufgebaut, während die zentralalpinen Komponenten stark zurücktreten, sich aber überall in den Schottern finden. Diese Terrassenschotter setzen sich durch das Glemmbachtal fort bis in den Bereich des Ellbaches.

Nach Levy [53, S. 144] geht es nicht an, die Ablagerungen von Riedberg deshalb als „Schotter“ zu bezeichnen, weil es ihnen an gekritzten Geschieben mangelt, denn eine etwaige Schichtung ist mangels brauchbarer Aufschlüsse nicht feststellbar.

Ob nun die Aufschüttungen bei Riedberg als Schotter oder als Moräne zu bezeichnen sind, ändert nichts an der Tatsache, daß im

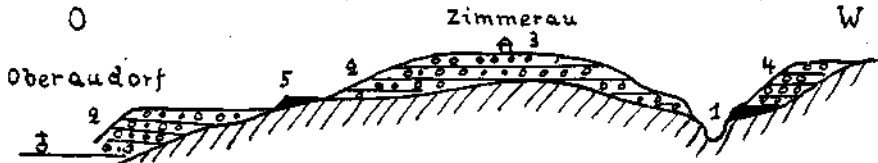


Fig. 25. Profil des Auerbachtals (nach Ampferer).

1 = Liegendmoräne, 2 = Schotter und Sande mit vereinzelt zentralalpiner Geröllen, 3 = Schotter, vorherrschend kalkalpin, 4 = Schotter, vorherrschend zentralalpin, 5 = Hangendmoräne.

Glemmbachtal fluviatile Sedimente unter Moräne gelagert bis in 1000 *m* Höhe hinauftragen, denn solche sind einwandfrei bei Kran und Ebenwaldalpe aufgeschlossen. Ferner lagern unmittelbar vor Paß 918 *m* gut geschichtete Schotter mit zentralalpinem Material, die bezeugen, daß die Zuschotterung über das Joch ins Ellbachtal hinübergreifen hatte. Auf alle Fälle hatte eine fluviatile Verbindung zwischen dem Brandenberger- und Thierseetal bestanden, wenn auch vielleicht nicht gerade als eine Seeabflußrinne im Sinne Pencks. (Bestimmt war es keine peripherische Entwässerungsrinne, denn ihre Zuschotterung erfolgte zur Zeit der Terrassensedimentbildung, d. h. im Interglazial). Die Argumente Levys gegen eine Abflußrinne müssen als nicht stichhaltig zurückgewiesen werden, denn wenn er schreibt, daß in der engen Schlucht des Ellbaches sich keine Seeabsätze finden, so ist dies sehr begrifflich. In einer engen Schlucht müssen sie naturgemäß zuerst beseitigt worden sein. Im Glemmbachtal finden sich trotz der Gegenbehauptung Levys fluviatile Schotter und Sande, die einer solchen Rinne angehören.

Nach obigen Beobachtungen ist es nicht zweifelhaft, daß die große Innaufschotterung auch über den Ursprungspaß (837 *m*) in das Tal von Bayrisch Zell hinüberdrang.

Im Mühlbachtal (nördlich von Kufstein) finden sich bei Wall und Ramsau Reste der großen Schotterzufüllung in rund 620 *m* Höhe.

Das Auerbachtal zeigt uns folgendes Profil (Fig. 25): Am Aufstieg von Oberaudorf gegen Zimmerau treffen wir zuerst auf gutgeschichtete Schotter und Sande (2) mit vereinzelt zentralalpinen Geröllen. Weiter oberhalb lagert an einer Felsecke ein kleiner Rest von Grundmoräne (5). Darüber finden sich wieder Schotter und Sande (2), die bis zur Höhe von Zimmerau (682 m) reichen. Innerhalb dieser Ortschaft bestehen die Schotter vorherrschend aus kalkalpinem Material (3), denen einzelne gekritzte Geschiebe beigemischt sind. Weiter taleinwärts finden sich wieder schön geschichtete Schotter und Sande; hier aber mit reichlich zentralalpinen Geröllen (4). Diese Schotter werden von einem lehmigen, schlammigen Schutt mit einzelnen schön gekritzten Geschieben unterlagert. Es ist dies ein Rest der Liegendmoräne (1). Gegen das Berggehänge zu werden die Schottermassen von der Hangendmoräne diskordant überlagert. Wir finden im Auerbachtal eine Schotterauffüllung, die heute noch bis in 690 m Höhe emporreicht.

Es ist an dieser Stelle notwendig, näher auf die Arbeit von Levy (53) einzugehen. Levy deutet nämlich darin die obigen Schottervorkommnisse als Randmoränenbildungen. Er schreibt (S. 110):

„Es entspricht der Tatsache, daß überall in die Seitentäler des Unterinntales Moränen in großer Mächtigkeit hineingebaut sind, welche aber an einer bestimmten Stelle in diesen Tälern ohne ersichtliche Ursache aufhören. Diese Moränen nehmen vielfach ausgesprochene Wall- und Terrassenform an. Es sind durchaus keine Drumlins, wie Penck für die Moränenlandschaft des Walchseegebiets behauptet. Wohl sind die Hügel manchmal — aber durchaus nicht immer — in der Richtung des Seitentalverlaufs längsgestreckt, aber das beruht vielfach auf ihrer nachträglichen Zerschneidung durch die Gewässer dieser Täler. . . . Sie liegen breit und mächtig auf den Terrassen des jüngeren Talbodens im Auerbachtale, wo sie an der unteren Längsaulpe in scharfem Gegensatz stehen zu dem dünnen Grundmoränenschleier an der weiter taleinwärts und höher gelegenen Schoifenalpe. . . . Sie ordnen sich in ihrer Gesamtheit an wie in die Seitentäler hineingestülpte Enden eines bereits stark eingesunkenen, stadialen Inngletschers.“

(S. 114): „Da möchte ich mich ganz entschieden dagegen wenden, alle vereinzelt Vorkommnisse schüttigen Diluviums dieser interglazialen Tafelschüttung zuzuweisen. Es geht nicht an, die Ablagerung vom Riedenberg im Glemmbachtal als „Schotter“ zu bezeichnen, weil es ihr an gekritzten Geschieben mangelt; denn eine etwaige Schichtung ist mangels brauchbarer Aufschlüsse nicht festzustellen. . . . Ähnliches gilt von den Bildungen am Ausgang des Auerbachtals. Hier handelt es sich gar, wie oben dargelegt, um Randmoränenbildungen, um so mehr war Gelegenheit zu schüttiger Ausbildung liegender, mittlerer oder hangender Teile.“

Nach diesen ziemlich unklaren Argumenten sollen also die oben beschriebenen Schotter Reste eines Endmoränengürtels sein. Wenn Levy Bedenken gegen die Schotter bei Riedenberg hat, weil mangels guter Aufschlüsse keine Schichtung zu erkennen ist, so gibt er zu, daß die Schichtung ein Kennzeichen für fluviatile Ablagerungen ist. Die fraglichen Schuttmassen im Auerbachtal weisen, wie schon Ampferer (11) beschrieben hat, deutliche Schichtung auf, was meine Beobachtungen im Sommer 1926 nur bestätigen konnten. Es fehlt diesen deutlich horizontal geschichteten Schottern das unregelmäßige Korn, wie wir es an Endmoränen beobachten. Der Verfasser kennt nun schon einige rezente und diluviale Endmoränenwälle des Alpengebiets, aber nie waren dieselben, vor allem nicht in diesem Ausmaße, geschichtet. Noch weniger fand er je in ihnen eine deutlich ausgebildete Wechsellagerung von Schottern und Sandlagen, wobei die letzteren noch Kreuzschichtung

aufweisen, wie es in den fraglichen Schuttmassen am Aufstieg von Aurdorf nach Kleinberg in 550 *m* Höhe deutlich ersichtlich ist.

Ich kann hier nur die Beobachtungen von Ampferer bestätigen und die Schotter im Auerbachtal der allgemeinen Innzuschotterung, d. h. den Terrassensedimenten zuordnen.

Interessante Aufschlüsse bietet noch das nördlichste Seitental des Inns vor seinem Eintritt ins Alpenvorland. Es ist dies das Förchenbachtal.

Wir finden hier unter den Terrassensedimenten, die aus schräg ins Förchenbachtal hineingeschütteten, heute noch bis in zirka 650 *m* Höhe reichenden Innschottern bestehen, durch eine scharfe Erosionsdiskordanz getrennte Reste einer vom Nebental ins Haupttal verlaufenden Gehängeverschüttung. Ihr Material besteht aus eckigen oder schlecht gerundeten Trümmern von Gesteinen des Förchenbaches. Nach Penck finden sich als Seltenheit zentralalpine Gerölle eingestreut, während sie nach den Beobachtungen von Ampferer fehlen. Die Lokalverschüttung reicht heute noch bis in zirka 600 *m* Höhe und bis ins Inntal hinaus. Etwa 800 *m* vor der Mündung finden wir einen Rest derselben am Bieberhügel mit flach ostwärts fallender Schichtung dem alten Innkonglomerat (Nagelfluh) angelagert (S. 387).

Unter dem Lokalschutt finden sich Reste einer Liegendmoräne. Im Hangenden der Terrassensedimente lagern mächtige Massen von Hangendmoräne, die stellenweise diskordant auf die Reste der Lokalverschüttung hinabgreifen.

Wir finden am Alpenrande ähnliche Verhältnisse vor wie im Gebiet der Imster Terrasse, des Telfsbaches, des Vomperloches und des Achenseedammes. Auf eine Aufschüttungsphase vom Seitental her erfolgte nach einer Erosionsperiode eine solche vom Haupttal ins Nebental.

Die Innterrasse rechts des Inns und die zugehörigen Nebentäler.

Südlich des Inns tritt die Inntalterrasse zwischen Zillertal und Wörgl stark zurück. Reste von ihr finden sich nur an der Mündung des Alpach- und Wörgltales.

Südlich von Brixlegg durchbricht die Alpach eine Felsschwelle, hinter welcher sich eine niedrigere Terrasse aufbaut. Sie besteht aus Inn- und Alpachschottern und reicht in ungefähr 580 *m* Höhe empor. (Becken von Mehren.)

Die nächst südlich gelegene Felsschwelle bildet den Nordrand des Beckens von Reith, welches durch eine gegen S allmählich ansteigende Folge von Innschottern und Sanden angefüllt ist. Diese fluviatilen Sedimente bauen hier eine bis zirka 660 *m* Höhe reichende Terrasse auf, die ihrer Höhenlage nach zu der eigentlichen Inntalterrasse zu rechnen ist. Beim Reithersee lagert derselben ein kleiner Rest von Inntaler Grundmoräne auf. Die Terrasse von Reith zieht gegen W bis nach St. Gertraudi, $1\frac{1}{2}$ *km* nahe der Zillertalmündung.

Östlich der Alpacher Ache und taleinwärts erreichen die Innschotter weit größere Höhen, so z. B. bei Unterstein 930 *m*, bei Hygna 850 *m*.

An letzterer Stelle dringen die Innschotter auch schwach ins innere Talgebiet hinein.

Südlich von Mehren bis zur Scheffacherklamm werden die Schotter von mächtigen, vielfach sandigen Bändertonen unterlagert, die nach oben in Mehlsande übergehen. Die von 580 bis 650 *m* Höhe reichenden Bändertone finden sich eigentümlicherweise nur östlich der Alpacher Ache. Die Bändertone scheinen von einem Stausee herzurühren, der an der Flanke der Innaufschüttung gebildet wurde.

Im Bereich von Zimmermoos bei Unterstein usw. lagert über den Terrassensedimenten eine mächtige Decke von Inntaler Grundmoräne, die sich bis über 1400 *m* Höhe verfolgen läßt. In den Gräben östlich von Brixlegg und Mehren läßt sich die Grundmoräne diskordant über die Schotter hinab bis fast zur heutigen Taltiefe verfolgen.

Hinter der Schacher Klamm begegnen wir zuerst mächtigen Massen von größerem Talschutt, während weiter taleinwärts blaugraue Lehmassen größere Ausdehnung erreichen. In der Gegend von Dorf Alpach werden dieselben in zirka 960 *m* Höhe von gut bearbeiteter Inntaler Grundmoräne überlagert. Weiter südlich herrschen wieder Terrassen von größerem Talschutt vor, die allmählich immer niedriger werden und sich bis gegen 1100 *m* hinauf verfolgen lassen. Wir finden auch hinter der Klamm Zeugen eines ehemaligen Aufstaus der Ache vom Inntal her.

Östlich von Brixlegg bis zur Mündung des Brixentales tritt das Grundgebirge direkt mit Steilabfall an das Inntal vor. Einzig südlich von Wörgl bei Bad Eisstein am westlichen Hang der Wörgltalmündung findet sich ein kleiner Rest von Innschottern und Sanden dem Grundgebirge vorgelagert. Diese reichen bis etwa 750 *m* Höhe empor.

Im Bereich des Wildschönauer Tales stoßen wir erst in der Gegend von Mühlthal (zirka 40 *km* hinter der Mündung ins Inntal) mit Beginn der Talerweiterung auf Reste von ausgedehnten und mächtigen Terrassenablagerungen. Am Gehänge entlang der Kundlklamm finden sich nur Reste von Inntaler Grundmoräne, die am hinteren Klammende südlich von Schönberg bis nahe zur heutigen Taltiefe hinabreichen.

Die Terrassen bauen sich aus geschichteten Lehmen, Sanden und Schottern auf. Man erkennt deutlich, wie sich taleinwärts immer mehr die heimischen Gesteine an der Schuttstauung beteiligen, während besonders am Abhang von Tierbach gegen Mühlbach und Bernau mehrfach taleinwärts fallende Schichtung sich zeigt. Die Zuschotterung macht sich an beiden Talseiten heute durch Terrassen bemerkbar, welche sich langsam ansteigend, taleinwärts bis in zirka 1100 *m* Höhe verfolgen lassen (bis Schönauer Alpe). Sie finden sich ebenfalls in den kleinen Seitentälern.

Eine Überlagerung der Schotter durch Moräne konnte Ampferer nur in der Schlucht des Hachelbaches nachweisen, dagegen finden sich vielfach Gneis- und Granitfindlinge auf der Oberfläche und am Abfall der Terrasse.

Bändertontlager östlich von Bernau und nördlich von Auffach, die im Liegenden der Terrasse eingeschaltet sind, zeugen von einem Aufstau, der auch die Wildschönauer Ache ergriffen hatte und stellenweise bis

zur Stauseebildung führte. Als stauende Ursache müssen wir auch hier wieder die Innaufschotterung annehmen. Die Schotter des Wildschönauer Tales gehören somit den Terrassenschottern an.

Nach Ampferer finden wir sowohl im östlichen wie im westlichen Teil der Terrasse Reste von Liegendmoräne. Letztere wird im Graben, der von Mühlthal zwischen Hörbig und Breitenlehen emporzieht, von Bändertonen unterlagert [Ampferer, 7, S. 41, Prof. 10a]. Aus diesem Profil tritt die Überlagerung der Liegendmoräne durch die Terrassensedimente nicht mit Sicherheit hervor und es fragt sich, ob wir hier nicht, ähnlich wie im Vomperloch, einen tiefgelegenen Rest der Hangendmoräne vor uns haben.¹⁾

Es soll damit nicht gesagt werden, daß eine Unterlagerung der Liegendmoräne durch Bändertone nicht möglich wäre. Aus den in der Moräne eingebetteten Geröllen (Triaskalk, Schwarzer Dolomit usw.) geht hervor, daß erstere vom Inntal her ins Wildschönauer Tal hineingepreßt wurde; das Eis ergriff also von der Mündung her Besitz vom Tal und wird dabei sicherlich die Gewässer desselben aufgestaut haben. Hiedurch konnte es zur Ablagerung der Bändertone unter der Liegendmoräne kommen. Dabei wurden auch Talschotter aufgestaut. Haben wir im Graben zwischen Hörbig und Breitenlehen wirklich einen Rest von Liegendmoräne vor uns, so drängt sich die Frage auf, inwieweit die Schotter der Wildschönauer Ache schon dem Aufstau zur Zeit der ersten Großvergletscherung angehören. Es wird notwendig sein, die Diluvialablagerungen des Wildschönauer Tales auf diese Fragen hin einer erneuten Prüfung zu unterziehen.

Die Terrassensedimente des Wildschönauer Tales greifen über Dorf zum flachen Sattel von Oberau hinüber und reichen bei Esbaum bis nahe an die Sattelhöhe (984 *m*). Ob sie hier mit den Schottern des Inntales in Verbindung gestanden haben, läßt sich heute nicht mehr feststellen. Ihrer Höhenlage nach müssen diese Schotter auch über dem Sattel von Grafenweg (887 *m*) mit denen des Brixentales sich vereinigt haben.

Im Wörgler Tal standen die Schotter mit dem Inntal in Verbindung. Es liegen auf der östlichen Talflanke eine Reihe von Schuttlehnen, welche zwischen 930—965 *m* Höhe eine hochgelegene Terrasse bilden. Der Aufbau dieser Schuttmassen ist sehr schön im Graben nördlich von Stein erschlossen. Es lagern hier über dem Grundgebirge Reste eines schräg ausgeschütteten älteren Konglomerats, das hauptsächlich aus Buntsandsteintrümmern besteht. Darüber finden sich diskordant horizontal geschichtete Sande, die gegen oben in gut gerollte Innschotter übergehen. Die letzteren werden in zirka 940—950 *m* Höhe schräg von der Hangendmoränenendecke überzogen. Wir sehen hier wieder in anschaulicher Weise, wie nach einer lokalen Zuschotterung, durch eine Erosionsperiode getrennt, die Innaufschotterung in das Seitental eindrang.

¹⁾ Eine Nachprüfung der Verhältnisse war nicht möglich, da die Aufschlüsse in beiden Sommern vollständig verschüttet waren.

Am Eingang ins Wörgltal lagert, wie schon oben beschrieben, ein Rest der Inntalterrasse.

Im Brixental erreicht die Aufschotterung eine mächtige Entfaltung. Die Schotterterrassen dieses Tales, die besonders in der Gegend von Hopfgarten mit den Terrassen des Inntales verglichen werden können, standen, wie uns die Schottervorkommnisse von Mayerhof sowie die höhergelegenen von Werlberg auf dem Felsrücken des Paiselberges zeigen, mit den Schottern des Inntales in Verbindung.

Die Terrassenoberfläche, die in der Gegend von Söll-Leukenthal in zirka 650 m Höhe liegt, steigt gegen S (taleinwärts) bis über 900 m Höhe an. Nach Ohnesorge findet sich über Dorf und Schloß Itter an dem nordwestlichen Abhang der Kleinen Salve eine ebenfalls aus losen Schottern und Sanden bestehende zweite Terrasse, welche bis 900 m Höhe reicht. In ihr finden wir nicht selten gut gerollte Inntalschotter. Wir haben hier eine ungefähr 200 m höhere Schotterstufe vor uns. Ähnliche Verhältnisse finden sich am Ausgang des Alpbachtales (Terrasse von Reith 650 m und Burglehen 905 m) und im Wildschönauer Tal (Terrasse von Bernau 935 m und Dürnstatt 1150 m).

Die Zusammensetzung der Terrassenschotter ist sehr mannigfaltig und starken Wechseln unterworfen. Während z. B. in der Gegend von Hopfgarten die Schotter, vor allem die tieferen Lagen, vorherrschend von lokalen Felsgesteinen aufgebaut werden, sind denselben weiter südlich in der Gegend von Haslau und nördlich von Tappen reichlich gut gerollte Inntalgerölle beigemischt. Auffallend ist, daß bei letzteren Vorkommen der Inntalschottergehalt nach oben zu abnimmt.

Nördlich der Enge von Schloß Itter finden sich an drei Stellen die Schotter in schräger Lagerung, so erstens in der Schottergrube bei Söll-Leukenthal in zirka 560 m Höhe. Hier fallen die Schotterbänke mit 30° gegen NNO. In ihrem Liegenden fand Ampferer Bändertone aufgeschlossen. Die zweite Stelle liegt östlich von Einöden in zirka 670 m Höhe, wo mächtige Mehlsand- und Schottermassen mit 15° gegen N fallen. Das dritte Vorkommen findet sich im Bachtobel, das in nord-östlicher Richtung vom Mühlthal zum Barmerberg hinaufzieht. Wir finden hier über Bändertonen und Mehlsanden mittelverklüftete, sandige Schotter, die mit 15–20° gegen N fallen. (Bemerkenswert ist, daß die rezenten losen Bachschotter nur mit 5° nordwärts fallen.) 50 km nördlich der Schotterwand von Schloß Itter finden sich in 600 bis 610 m Höhe lehmige Schotter mit stark gestörter Lagerung. In denselben eingebettet fanden sich Nester von halbverkohltem Holz (Reste von Baumstämmen?).

Aus diesen Aufschlüssen könnte man auf einen großen, aus dem Brixental hinausgeschütteten Schuttkegel schließen. Auffallend ist aber die Tatsache, daß in diesen Schottern, die deutlich Brixentalauswärts fallen, nicht selten Inntalgerölle beigemischt sind.

Die Annahme, daß die Aufschotterung des Inns einfach in das Brixental eingedrungen ist (ähnlich wie im Wörgltal usw.), versagt hier bei diesen eigenartigen Verhältnissen. Nach ihr müßten die Schotter horizontal, eher aber taleinwärts gelagert sein, und nicht umgekehrt, wie es der Fall ist. Auch erklärt sie nicht das mehr oder weniger

spärliche Auftreten der Innschotter bei Hopfgarten und ihr massenhaftes Auftreten weiter taleinwärts bei Haslau und nördlich von Tappen.

Die beigemengten Inntalgerölle in den Schottern der letzteren Orte lassen sich aus der Liegendmoräne herkommend erklären, die das Tal einst in sicher ebenso großen Massen erfüllt hatte, wie jetzt die Hangendmoräne. Reste dieser Liegendmoränendecke finden wir unter der Schotterhalde bei Haslau und beidseitig im Windautal vor der Bahnschleife. Schön gekritzte Geschiebe von Triaskalken bezeugen, daß die Moräne einst durch einen Seitenast des Inngletschers abgelagert wurde. Obige Erklärung macht auch die starke Häufung der Inntalgerölle an der Basis der Terrassenschotter verständlich.

Inwieweit die Liegendmoräne auch für die Herkunft obiger Gerölle in den talauswärts gerichteten Schottern nördlich von Schloß Itter in Frage kommt, mag dahingestellt bleiben.

Wenn auch die genaue Entstehungsgeschichte der Brixentaler Terrassenschotter auf Grundlage der heutigen Beobachtungen nicht gegeben werden kann, ihr Alter wenigstens läßt sich einwandfrei angeben. Auf Grund ihrer Mächtigkeit und ihres Verhaltens zu den Moränen muß man sie zu den Sedimenten der allgemeinen Aufschotterung, d. h. den Terrassensedimenten rechnen. Sie werden an verschiedenen Stellen von Resten der hangenden Inntaler Grundmoränendecke überlagert. Dieselbe zieht sich schräg über die Schotter von 900 *m* bis auf zirka 600 *m* Höhe hinab. Ferner läßt sie sich über den hochgelegenen Schottern der Kleinen Salve in großen Massen bis über 1200 *m* hinauf verfolgen. Kleine Reste der Grundmoräne reichen nach Ohnesorge östlich von der Kuppel der Kleinen Salve bis in 1400 *m* Höhe.

Gegen O stehen die Brixentaler Schotter mit denjenigen von Kircheng und Kitzbühel in Verbindung. Sie überschreiten die Wasserscheide in einzelnen unzusammenhängenden Resten in einer Höhe von zirka 900 *m*.

Nach Rinaldini [73] verdanken die Terrassen des Brixentales ihre Entstehung dem Aufstau des vorstehenden Inngletschers zur Zeit des Bühlstadiums. Nach ihr veranlaßte der Gletscher die Gewässer zuerst zur Ablagerung ihrer Gerölle, dann wurde das Tal so abgesperrt, daß es zur Bildung eines Stausees kam. In diesem See schlugen sich feine Sande und Tone nieder — Lagen von Torfkohlen in ihnen zeigen eine vorübergehende Verlandung des Sees und Moorbildung an —, über welche die Flüsse neuerdings Schotter breiteten. Endlich drang der Arm des Inngletschers ins Brixental ein und lagerte über den geschilderten Bildungen seine Moräne ab, er reichte bis über Hopfgarten.

Wie schon oben beschrieben, stehen aber die Schotter im Brixental durch die Reste auf dem Werlberg mit denen des Inntals in Verbindung. Nach der ganzen Lagerung der Terrassenschotter bei Mayerhof müßte der Inngletscher nach der Erklärung Rinaldinis mit über 100 *m* hoher Wand längere Zeit (d. h. in der Zeit, die notwendig war, um die ganzen Terrassenschotter zu bilden) vor der Mündung des Brixentales gelegen haben, ohne in das breite, schwach ansteigende Becken von Söll-Leukenthal eingedrungen zu sein; eine sehr unwahrscheinliche Annahme!

Die Bändertone finden sich in so untergeordneter Ausdehnung und Mächtigkeit und in so verschiedenen Höhenlagen (Söll-Leukenthal 560 *m*, Mühlthal 650 *m*, Hopfgarten 650 *m*, Graben gegen Weichsölln zirka 700 *m*,

Ziegelhüttengraben 750 m), daß sie viel eher als Ablagerungsprodukte kleiner, lokaler Seen, die in toten Winkeln der Aufschotterung entstanden sind, aufgefaßt werden müssen, anstatt wie es Rinaldini will, als Sedimente eines großen einheitlichen Talsees. Ebenso stellen die Lignite und Schieferkohlen nur ganz untergeordnete Einschaltungen dar.

An der Kleinen Salve läßt sich die die Schotter überlagernde Grundmoränendecke bis in eine Höhe von über 1200 m verfolgen. Einen solch hohen Eisstand hatten wir aber in diesem Gebiet zur Zeit der letzten Großvergletscherung, und nicht während eines relativ kleineren Gletschervorstoßes.

Nirgendwo lassen sich im Brixental Bildungen nachweisen, die auf ein Gletscherende hinter Hopfgarten schließen lassen. Ein ins Tal eindringender Gletscherarm müßte aber nach der Erklärung Rinaldinis die Diskordanz zwischen Schottern und Moräne geschaffen haben. Die erodierten Terrassenschotter müßte er in Form nicht unbedeutender Moränen an seiner Spitze abgelagert haben. Sie sind nirgends, auch nur andeutungsweise, aufzufinden.

Bevor man Schotterverbauungen auf ein Bühlstadium zurückführen will, ist es notwendig, dasselbe zuerst einmal im Inntal nachzuweisen, denn es gilt heute für dasselbe, trotz der neueren Arbeiten Leydens, immer noch der Satz Ampferers [7, S. 127]:

„Ein Bühlstadium im Inntale im Sinne Penks zeigt sich nicht an.“

Die Schotterablagerungen des Brixentales sind vor der letzten Großvergletscherung abgelagert worden und werden ferner von Liegendmoräne unterlagert. Sie gehören den Terrassensedimenten an und sind somit gleichzeitig mit den Terrassenschottern des Inntales gebildet worden. Mit letzteren sind sie ja auch verbunden, nicht nur direkt, sondern auch auf dem Umwege über die Schotter im Wörgltal.

Unterhalb der Mündung des Brixentales lagert dem südlichen Inntalgehänge die Terrasse von Häring an. Über einem bunt zusammengesetzten niederen Grundgebirgssockel breiten sich Innschotter und Sande, welche eine Reihe von langgestreckten, auf- und abwallenden Höhenrücken bilden. Die Hangendmoräne ist auf der Hochfläche dieser Terrasse in nur ganz spärlichen Resten vorhanden; dagegen sind reichliche Massen derselben in den Gräben zu finden, die in südlicher Richtung von der Terrasse zum Gebirge emporziehen.

Überall treten uns in den Hohlwegen und Schottergruben die gewöhnlichen Innschotter entgegen, die entsprechend der Lage der Terrasse eine starke Beimengung von Grauwacken- und Buntsandsteingeröllen aufweisen, im übrigen sich aber nicht von den gewöhnlichen Schottern des Inntales unterscheiden.

Nach Penck [69, S. 318] haben wir hier eine dem Inntal eingebaute Moränenlandschaft vor uns. Diese Ansicht wurde durch Ampferer [7, S. 120 ff.] auf Grund der oben mitgeteilten Beobachtungen widerlegt. Nach diesen besitzt die Häringter Terrasse nicht die Struktur einer Endmoränenlandschaft, sondern stellt den Rest der gewöhnlichen nur tief erodierten Inntalterrasse dar.

Die Terrasse von Häring stand entlang der Weißbachklamm mit denjenigen des Söllandes in Verbindung, die in der Hauptsache aus

diluvialen Sedimenten gebildet werden. Die beidseitig des Söllandes sich findenden Terrassen sind von der Erosion schon stark zurückgeschnitten. Die unter einer Decke von Inntaler Grundmoräne lagernden Schotter, Sande und Tone streichen über den Sattel von Ellmau gegen O. Sie überschreiten den Paß mit einer Mächtigkeit von gegen 100 m. Wie aus den Schotteresten zwischen Ried und Pirschmoos ersichtlich ist, standen die Terrassen des Söllandes durch die breite Tal-farache von Söll mit denjenigen des Brixentales in Verbindung.

Unter den Schottern finden sich in den Gräben des Südabfalles des Wilden Kaisers Breccienreste, die von Liegendmoräne unterlagert werden. Es liegt auch im Sölland, zwischen Moränen gelagert eine mächtige Schotterserie, die bei Ellmau bis 900 m Höhe emporreicht. Die Schotter fallen vom Inntal ins Nebental ein und setzen sich bis über Ellmau hinaus aus typischen Inntalgesteinen zusammen. Es erfolgte bis in den Bereich der Großen Ache hinein die Zuschotterung vom Inntal her.

Östlich von Kufstein stürzt das Kaisergebirge in steilen Wänden direkt zum Inntal ab. Hier sind auf etwa 7 km Länge die Terrassensedimente unterbrochen.

Tief im Innern des Kaisertales lagern in zirka 700 m Höhe lose Schotter. Herrn Oberbergrat Ampferer verdanke ich die Mitteilung eines genauen Profils durch diese Ablagerungen.

Wir finden über dem Grundgebirge eine Folge von groben, gut gerundeten Dolomitgeröllen, die mit feinerem Kies und Sand in Wechsellagerung treten. Es sind dies reine Talablagerungen ohne Beimengung von Kristallin. Diese Schotter werden von grauen Lehm Massen überlagert, in denen zahlreiche kleine kristalline sowie kalkalpine Gerölle eingestreut sind. Es finden sich auch schon vereinzelte gekritzte Geschiebe eingebettet. Diese Lehm Massen gehen nach oben in Moräne über.

Infolge des allmählichen Überganges von Schottern über Lehm in Moräne glaube ich, daß wir es hier mit einer Ablagerung zu tun haben, die unmittelbar vor dem Eise des vorrückenden Inngletschers gebildet wurde, von den Terrassensedimenten demnach zu trennen wäre.

Nördlich von Kufstein bei Oberndorf beginnen wieder am Abfall des Buchenberges die Terrassensedimente, die sich mit kurzer Unterbrechung bis ins Jenbachtal verfolgen lassen. Bei Gasteig findet sich unter denselben, durch eine Erosionsdiskordanz getrennt, ein Rest eines Konglomerats von vorherrschend kalkalpinen Geröllen aufgebaut.

Im Jenbachtal erreichen die Terrassenschotter wieder bedeutende Ausdehnung und Mächtigkeit. Es findet sich hier eine von 480 bis 720 m Höhe reichende Schotterserie, die in der Nähe von Sebi von einem Grundmoränenrest unterlagert wird. Sie reicht östlich über den Sattel von Durchholzen bis nahe an den Walchsee heran. Am Staudinger Bach finden sich Bändertone eingelagert. Die Schotter sind direkt über der Liegendmoräne sowie in einzelnen höheren Lagen verkittet, es läßt sich aber keine Trennung zwischen den losen und verkitteten Schottern durchführen.

Im Hangenden der Terrassensedimente finden sich mächtige Lagen gut bearbeiteter Inntaler Grundmoräne, die schräg über die Schotter bis auf zirka 600 m Höhe hinabzieht.

Wir haben hier wieder das charakteristische Profil der Terrassensedimente vor uns.

Nach Penck [64, S. 220] verknüpft sich die Liegendmoräne mit schräg geschichteten Schottern „aber diese sind deswegen fluvioglazial und nicht interglazial“. Meine Untersuchungen ergaben keine Verknüpfung, sondern normale Überlagerung der Liegendmoräne durch die schräg gegen W geschichteten Schotter, was nicht für fluvioglaziale Entstehung derselben spricht.

Auch Ampferer [11, S. 59] gelangt auf Grund der Zusammensetzung, Struktur und Ausdehnung dieser Schotter zur Verneinung der fluvioglazialen Entstehung derselben.

Die Schotter des Jenbachtals standen ihrer Höhenlage nach gegen O mit denjenigen des Kössener Beckens in Verbindung.

Weiter innauswärts lagern östlich von Erl am Erlerberg Innschotter, die sich bis 700 m hinauf verfolgen lassen. Wir haben noch unmittelbar am Alpenrande eine über 200 m mächtige Innaufschotterung vor uns.

Die Sohle des Inntales.

Nach dem Verhalten der Talgehänge und der Talsohle müssen wir annehmen, daß bis in die Gegend von Imst die Felssohle des Inntales nie bedeutend unter der heutigen Talsohle liegen kann. Bei Finstermünz und zwischen Prutz und Landeck tritt in den engen Inndurchbrüchen die Felssohle unmittelbar zutage.

Bei der Einnündung des Gurgltales vor dem Riegel von Karres findet eine ziemliche Talverbreiterung statt, auch das Gurgltal weist eine breite Talsohle auf, die von dem alten Konglomerat unterteuft wird. In diesem Gebiet werden wir aller Wahrscheinlichkeit nach die Felssohle erst in einiger Tiefe unterhalb des heutigen Talbodens zu erwarten haben.

Im Durchbruch von Karres fällt die Felssohle wieder mit derjenigen des heutigen Tales zusammen. Wir haben hier ein post- oder würmglaziales epigenetisches Talstück vor uns, das für unsere Betrachtung nicht in Frage kommt. Den ehemaligen Innlaufl von der ersten Vergletscherung und der allgemeinen Talzuschotterung haben wir weiter südlich anzunehmen. Es ist dies die Felsfurche, die unter der Terrasse von Arzl und Wald hindurchzieht. Auch sie weist schluchtartigen Querschnitt auf. Wie auf S. 394 dargelegt wurde, zeigt die Sohle dieser ehemaligen Innschlucht eine nachträgliche Verbiegung in dem Sinne, daß ihre mittlere Partie in der Gegend des Pitztales gegenüber dem West- und Ostende emporgewölbt wurde (siehe auch Fig. 10). Wir haben innerhalb und unmittelbar hinterhalb der Enge von Karres ein rückläufiges Gefälle der ehemahligen Inntalsole.

Bei St. Morizen, westlich von Telfs, senkt sich der Fels mit charakteristischen Schlifffurchen (glaziale Felsfurchenlandschaft. Ampferers) ostwärts unter die Talebene hinab. Ich glaube mit Ampferer [18, S. 75] annehmen zu können, daß wir hier den Beginn der eigentlichen Inntaluntertiefung vor uns haben. Ich möchte den gebräuchlicheren Ausdruck „Übertiefung“ prinzipiell vermeiden, da mit ihm die Vorstellung des Eisschurfes verbunden ist.

Dank einigen Bohrungen, die im Inntal niedergebracht wurden, können wir den weiteren Verlauf der Felssohle, wenn auch nur lückenhaft, feststellen.

Die erste Bohrung findet sich zwischen Innsbruck und Hall bei der Haltestelle Rum. Eine eingehende Beschreibung des Bohrprofils verdanken wir Ampferer in obiger Arbeit. Die Bohrung wurde in zirka 560 m Höhe angesetzt und reicht 200 m tief hinab, ohne den Felsgrund zu erreichen.

Aus dem Bohrprofil ergeben sich folgende wichtige Punkte: Der postglaziale Schuttkegel reicht trotz seiner Größe in nur ganz unbedeutende Tiefe hinab (zirka 2·5 m), darunter folgen typische Inntalablagerungen. Unter diesen überwiegen feinsandige und schlammige Sedimente, die nach Ampferer ihrer Beschaffenheit nach wohl nur als Niederschläge in Stauseen zu erklären sind.

Die Innsedimente weisen eine zweimalige unsymmetrische Folge von tonigen Mehlsanden über Sanden zu Schottern auf. Letztere finden sich in folgenden Zonen: 5·2—16 m, 77·2—98 m und wieder als tiefste Lagen von 179·6 m ab. Die oberste Sedimentfolge hätte demnach eine Mächtigkeit von etwa 75 m, die untere dagegen von gegen 100 m.

In den Schottern der obersten Abteilung überwiegen kalkalpine Gerölle, sonst halten sich in den Bohrproben kalk- und zentralalpine Gerölle ungefähr die Wage. In den tiefsten Schottern scheinen eher die letzteren vorzuherrschen. Die größten Gerölle stammen aus den untersten Lagen.

Konglomerate, Breccien, Bändertone sowie Grundmoränen konnten nicht festgestellt werden.

Die Felssohle muß in der Gegend von Innsbruck noch unter 360 m Meereshöhe liegen, sie erstreckt sich von Telfs, dem Beginn der Untertiefung, bis in die Gegend von Innsbruck mit gegen 9‰ Gefälle oder mit einem Winkel von nicht ganz $\frac{1}{2}^\circ$.

Es fragt sich nun, ob die über 200 m mächtigen Sande und Schotter unter der heutigen Innsohle zu den fluviatilen Ablagerungen gehören, die, über Tag noch zirka 200 m mächtig, die Inntalterrasse aufbauen, d. h. mit anderen Worten zu den Terrassensedimenten. Wenn beide Aufschüttungen zusammengehören, so würde deren Mächtigkeit in der Gegend von Innsbruck 450 m, wahrscheinlich noch darüber betragen.

Nach den theoretischen Erwägungen Ampferers [18, S. 74] bietet die Annahme der Zusammengehörigkeit der beiden Aufschüttungen die einfachste Erklärung der Entstehung des Innquerschnittes in betreffender Gegend.

„Wir werden also zunächst die einfachere Erklärung verwenden und nur, wenn diese nicht ausreichen soll, zu den komplizierteren greifen.“

Eine Zusammengehörigkeit nimmt auch Penck an, während Leyden [55, S. 207] die Schotter des Bohrloches ohne nähere Begründung als postglazial, also für jünger als die Terrassensedimente hält. Es soll auf diese Frage bei Besprechung der Ursachen der Untertiefung (S. 437) näher eingegangen werden.

Die nächsten Bohrungen sind westlich und südlich von Wörgl niedergebracht worden. Ihre Ansatzpunkte liegen in 511 und 520 m

Höhe und sie erreichen die Felssohle in 92 und 98 *m* Tiefe. Es liegt somit die Felssohle bei Wörgl in ungefähr 420 *m* über Meer, vorausgesetzt, daß hier nicht gerade ein im Tal liegender Felshöcker angefahren wurde. Wir haben gegen O wieder einen Anstieg der Felssohle mit $1\cdot2\%$ oder mit einem Winkel von nicht ganz $\frac{1}{10}^\circ$.

Sind auch die betreffenden Gefällsgrade rein schematisch einfach dadurch berechnet, daß die betreffenden Anhaltspunkte durch gerade Linien miteinander verbunden wurden und somit mit allen Mängeln einer Schematisierung behaftet, so geben sie doch ein ungefähres Bild der Inntaluntertiefung.

Es ergibt sich für die Strecke von Innsbruck bis Wörgl eine rückfällige Neigung der alten Innsohle.

Bei Kufstein dürfte die Felssohle zwischen den hier im Tal auftretenden Felsinseln nicht tief unter der heutigen Talsohle zu suchen sein.

Wir treffen also im Unterinntal zwischen Wörgl und Kufstein eine nur geringe Untertiefung, die mit Ampferer aller Wahrscheinlichkeit nach bis Rattenberg anzunehmen ist. Morphologische Gründe sprechen dafür, daß die geringe Untertiefung auch inauswärts bis zu Beginn des Brannenburger Beckens anhält.

Zusammenfassung (S. 389 bis 426) und Schlußfolgerungen.

Verbreitung, Höhenlage und Mächtigkeit der Terrassensedimente (Taf. VIII c, IX d, e).

Wir fanden im Bereich des Inntales von der Gegend bei Nauders bis zum Austritt aus den Alpen Spuren einer mächtigen Talzuschotterung. Die obersten Reste derselben lagern im Unterengadin oberhalb Brail. Sie reichen hier bis gegen 1760 *m* Höhe, 90 *m* über den heutigen Innspiegel. Ihrer Höhenlage nach scheinen sie nicht die obersten Schotter im Engadin überhaupt zu sein, doch fehlen weiter südlich glazialgeologische Beobachtungen.

Im Stillebachtal lassen sich die bis 1500 *m* Höhe reichenden Schotter bis nahe an den Reschen-Scheideckpaß hin verfolgen.

Inauswärts blieben sie vor allem in den Seitentälern vorhanden. Sie reichen bis Ried noch in eine Höhe von 1450 *m*. Hier sehen wir auch, daß sie keineswegs auf die Seitentäler beschränkt sind, sondern auch im Haupttal selbst zur Ablagerung gelangten. Die Terrassensedimente lassen sich hier bis 890 *m* hinab verfolgen.

Von Ried bis Landeck sind die Terrassensedimente in dem engen Inndurchbruch wieder vollständig beseitigt worden.

Mit Beginn des Innlängstales finden sich dieselben auf der Terrasse von Stanz bis gegen 1200 *m* Höhe reichend.

Es liegen die obersten Schotterreste in der Gegend von Finstermünz 400 *m*, bei Ried 580 *m* und bei Landeck 420 *m* über dem heutigen Talboden.

Die Oberkante der Terrassensedimente, die keineswegs die Primäre zu sein braucht, weist von Finstermünz bis Ried fast kein Gefälle auf, während der Inn auf dieser Strecke um mehr als 200 *m* fällt. Von

Ried bis Landeck findet eine Umkehrung dieser Verhältnisse statt. Während die Schotteroberkante ein Gefälle von gegen 300 *m* besitzt, fällt der Inn nur um 85 *m*.

Unterhalb Landeck setzen die Terrassensedimente mit Beginn der eigentlichen Inntalterrasse mit bedeutender Ausdehnung und Mächtigkeit ein und lassen sich von da an mehr oder weniger ohne Unterbrechung bis an den Alpenrand hin verfolgen.

Sie beginnen bei Kronburg, im Inntal selbst, mit einer Mächtigkeit von zirka 250 *m*. Nach den Verhältnissen in den Seitentälern zu schließen (Kronburgbach, Rüsselbach) muß die ehemalige Innaufschüttung um zirka 100 *m* höher gereicht haben bis in zirka 1100 *m* Höhe. Die Mächtigkeit betrug demnach ungefähr 350 *m*.

Die Terrassenoberfläche fällt hier nicht mit der Höchstgrenze der einstigen Zuschotterung zusammen. Dieses Verhalten läßt sich innauswärts noch mehrfach feststellen.

Die Oberfläche der Inntalterrasse nimmt talauswärts ständig an Höhe ab (Kronburg 1000 *m*, Arzl 890 *m*, Zirl 840—860 *m*, Schwaz 820—840 *m*, Brixlegg 660 *m*, Häring 620—640 *m*, Kufstein 550—600 *m*), nicht nur bezogen auf Normalnull, sondern auch in bezug auf die heutige Innsohle. Eine Ausnahme davon macht die Gegend von Schwaz (Kronburg 250 *m*, Arzl 180 *m*, Zirl 250 *m*, Schwaz 290 *m*, Brixlegg 140 *m*, Häring 130 *m*, Kufstein 50—100 *m*).

Die Lagerung der Innschotter in den Seitentälern sowie an günstigen Punkten der Haupttalgehänge zeigt uns aber, daß die Oberkante der ehemaligen Zuschotterung bedeutend über der Terrassenoberfläche lag und auf der ganzen Strecke des Innlängstales von Landeck bis Kufstein fast keinerlei Höhenänderung aufzuweisen hatte.

Es reichen die Innschotter bei Arzl—Imst bis 1000 *m*, ebenso bei Holzleiten im Bereich der Mieminger Hochfläche.

Bei Zirl reichen sie ebenfalls noch bis gegen 1000 *m* Höhe.

In der Gegend von Innsbruck scheint sich die Schotteroberkante zu senken. Es reichen hier die Schotter nur bis 900 *m* Höhe, dabei ist aber zu bemerken, daß wir hier nur auf Vorkommnisse im Haupttal angewiesen sind.

Unterhalb von Schwaz beginnt sie wieder zu steigen und erreicht bei Jenbach wieder 950 *m* Höhe. Wie die Verhältnisse in den Nebentälern des Unterinntales zeigen, muß die Zuschotterung zwischen Rattenberg und Kufstein bis mindestens 950 *m* Höhe gereicht haben, ja sogar aller Wahrscheinlichkeit nach bis gegen 1000 *m*.

Die heute rekonstruierbare Schotteroberkante verläuft demgemäß durch das ganze Innlängstal in ungefähr gleicher Höhe, eine eventuell bei Innsbruck sich andeutende Einbiegung ausgenommen.

Unterhalb von Kufstein erreichen die Schotter bei Erlenberg noch Höhen vom 800 *m*. Unmittelbar am Alpenrand bei Brannenburg lassen sie sich noch bis 650 *m* hinauf verfolgen.

Da die Terrassensedimente sich jeweils bis zur heutigen Talsohle hinab erstrecken, so ist ihre Mächtigkeit mindestens gleich dem Abstand der Schotteroberkante von dem heutigen Inniveau, im Bereich der Untertiefung erreicht die wahre Schottermächtigkeit Beträge, die bis

um 200 *m* größer sein können. Es beträgt die Schottermächtigkeit bei Landeck zirka 350 *m*, bei Arzl mindestens 250 *m*, bei Innsbruck ungefähr 600 *m*, bei Wörgl 300 *m* und bei der Einmündung ins Brannenburger Becken noch mindestens 250 *m*.

Unvermittelt beginnen am Alpenrand die Reste der interglazialen Innaufschotterung mit einer Mächtigkeit von 250 *m*.

Wie mehrfach erwähnt, ergriff die Zuschotterung auch die Seitentäler. Hier können die lokalen Talschotter in noch bedeutend größere Höhe als die Innschotter emporragen. So reichen die obersten Schotter im Samnauntal westlich Finstermünz bis 1800 *m* Höhe. In den Gräben bei Wald (Walder- und Waldelebach) erreichen die Lokalschotter taleinwärts gegen 1400 *m*. Wir haben hier die Reste mächtiger Schuttkegel vor uns.

Im Silltal lagern die Lokalschotter bis gegen 1000 *m*, wobei die Oberkante fast horizontal verläuft. Auch die Aufschotterung des Zillertales reicht in der Gegend von Uderns bis 900 *m* Höhe, weiter taleinwärts scheint sie bis 1100 *m* anzusteigen (Gegend von Zell).

Das Inntal samt seinen Nebentälern ertrank bis in bedeutende Höhe in den Schottern der Terrassensedimente.

Aufbau und Bildungsweise der Terrassensedimente.

An den weitaus meisten Stellen zeigen die Terrassensedimente eine einfache Vergrößerungsserie von Sanden durch Kiese zu Schottern. An manchen Stellen finden sich aber Unterbrechungen, Umkehrungen oder Wiederholungen dieser Reihenfolge.

Blaas und Penck [69] deuteten diese Vergrößerungsserie (mit Bändertonen beginnend) der Hauptsache nach als die Verlandungsserie eines Stausees. Zu ähnlicher Ansicht kam Ampferer [11], nur nahm er an Stelle eines einheitlichen großen Sees viele kleinere, voneinander getrennte Seen an, welche nach und nach durch eine länger andauernde und nicht durchaus gleichmäßige Gefällsverminderung erzwungen wurden. Zu dieser Annahme wurde er durch das uneinheitliche Niveau der Bändertone und deren ungleiche Mächtigkeit und Erstreckung geführt. Dieser Auffassung schloß sich dann Penck in seiner Monographie der Höttinger Breccie an [62, S. 106].

„Wir müssen uns vorstellen, daß gleichzeitig mit der Anhäufung groben Schotters in rasch fließendem Wasser tote Winkel die Möglichkeit zur Bildung feiner Sedimente gaben, wo letztere ebenso rasch wie das Gerölle abgelagert wurden . . .

Solche tote Winkel gab es anfänglich viele und es kamen mehr lakustre Sedimente zur Ablagerung als Schotter.¹⁾ Als aber die Aufschüttung bis 700 *m* Höhe emporgewachsen war, trat das umgekehrte Verhältnis ein und schließlich kamen nur Schotter zur Ablagerung. Wir haben bei Innsbruck während des Aufbaues der großen Schotterterrasse nicht erst eine Seeperiode, dann eine fluviale, sondern nur eine fluviale Periode, während welcher die Zuschüttung so rasch erfolgte, daß es anfänglich zur Bildung zahlreicher, gelegentlich sehr tiefer Seen neben dem Flusse kam. Infolgedessen sondern sich auch die Bändertone und Mehlsande nirgends scharf von den Schottern und wenn wir versuchen, sie auf unserer Karte zu trennen, so zogen wir manche Schotterbank im Tone zu diesen und vernachlässigten Mehlsandvorkommnisse im Schotter.“ (Im Original nicht gesperrt.)

¹⁾ Diese Beschreibung bezieht sich vor allem auf die Ablagerungen nördlich von Innsbruck.

In seiner neuesten Arbeit über die Inntalterrassenschotter [64] greift Penck aber wieder auf die alte Auffassung eines einheitlichen Sees zurück, allerdings nicht mehr durch Aufstauung vom Zillertalglacierscher her, sondern durch tektonisches Einbiegen bedingt [64, S. 215].

„Zwei große Aufschlüsse¹⁾ zeigen uns Ablagerungen eines großen und tiefen Sees, der nicht bloß eine zeitweilige Wasseransammlung an den Ufern eines rasch aufschüttenden Flusses gewesen sein kann, sondern sich mitten im Inntal erstreckte.“

Die Verhältnisse bei Innsbruck, wo direkt neben den Bändertonen des Arzler Kalvarienberges in gleicher Höhe grobe Terrassenschotter auftreten und neben den Seetonen und dem Delta der Weiherburg an der Hungerburgbahn eine Wechsellagerung von lockeren Innschottern mit Mehlsanden und Tonen vorkommt, erklärt Penck auf folgende Weise:

In der Gegend von Innsbruck ist zwischen rein örtlichen Seen von geringer Ausdehnung und Tiefe zur Zeit der Innauftschotterung und einem älteren See von ansehnlicher Tiefe und Ausdehnung zu unterscheiden. Zu den Ablagerungen der ersteren gehören die Tone und Mehlsande an der Hungerburgbahn, zu den letzteren die Bändertone des Kalvarienberges und die Deltaschotter. Das Auftreten von mächtigen Seetonen und losen Innschottern in gleicher Höhe und geringer Entfernung voneinander zwingt ihn zur Annahme, daß jüngere Schotter Einschnitte in den älteren lakustrin Terrassengebilden erfüllen.

Nach diesen Annahmen wäre es im Inntal zuerst zur Bildung eines großen einheitlichen Sees gekommen, in dem sich Bändertone und Mehlsande niedergeschlagen haben, während die Nebenflüsse und Bäche Deltas hineinschütteten. Hienach müßte ein Trockenlaufen des Sees und teilweise Erosion der lakustrin Sedimente erfolgt sein. Nun erst erfolgte die allgemeine Zuschotterung, bei der es dann zur Bildung kleinerer, lokaler Seen in toten Winkeln kam.

Nirgends treten uns aber im Inntal ausgedehnte reine Bändertone- und Sandlagen entgegen, die man als Sedimente dieses großen Sees deuten könnte. Alle Bändertonevorkommen bilden heute jeweils nur lokale Einschaltungen in den Terrassenschottern, wie vor allem von denjenigen der Gnadenwaldterrasse eingehend dargelegt wurde (S. 404). Das gleiche gilt auch von sämtlichen anderen Vorkommen. In ihren Höhenlagen schwanken die Bändertone von 540—711 m (ohne diejenigen der Seitentäler), sie treten uns demnach in ganz verschiedenem Niveau entgegen. Bei den meisten Vorkommen finden wir unmittelbar daneben in gleicher Höhe Innschotter aufgeschlossen.

Da nach Penck sich der See von Telfs bis Wörgl erstreckt haben soll, also hauptsächlich im Bereich der Taluntertiefung, könnte angenommen werden, daß sich seine Bändertone erst unterhalb der heutigen Talsohle finden. Weder in der Bohrung von Rum noch in derjenigen von Wörgl finden sich Anzeichen dafür.

Obige Verhältnisse sprechen eher dafür, daß die Tone nicht einem einheitlichen See angehören, sondern in toten Winkeln der Aufschotterung zur Ablagerung gelangten.

Gehen wir nun auf die beiden Aufschlüsse ein, die als Hauptbeweis für den großen Innsee gelten sollen; der Reißende Ranggen und das Vomperlochdelta (siehe S. 409 und 404).

¹⁾ Es sind dies die Aufschlüsse am Reißenden Ranggen und im Vomperloch; auf die in diesem Zusammenhang später eingegangen wird.

Es fragt sich vor allem, ob diese schräggeschichteten Schotter wirklich nur als Deltas aufgefaßt werden müssen, oder ob sie nicht einfach als gewöhnliche nasse Schuttkegel, vom Nebental ins Haupttal hineingeschüttet, gedeutet werden können.

Die Schotter am Reißenden Ranggen fallen mit 15° gegen das Inntal. Steilere Fallwinkel ($20-25^\circ$) finden sich nur lokal, größere konnten überhaupt nicht beobachtet werden. Diejenigen des Vomperlochs bieten steileres, $20-30^\circ$ betragendes Schichtenfallen dar.

Die Steilheit der Böschungswinkel spricht nun nicht gegen bloße nasse Schuttkegel, deren Winkel nach Kayser [Lehrbuch der Geologie, Bd. I, S. 404] $3-30^\circ$ betragen.

Die Steilheit der Böschungswinkel eines nassen Schuttkegels wird, abgesehen von der Struktur des Schüttungsmaterials, auch von der Steilheit des Seitentals und vor allem von der Höhe seiner Mündungsstufe abhängig sein, u. zw. wird sie mit zunehmendem Gefälle und Höhe der Stufe größer werden.

Daß z. B. die Höhe der Mündungsstufe Einfluß auf die Steilheit der Böschungswinkel des Schuttkegels hat, sehen wir an der Kranebittenklamm westlich von Innsbruck. Ihr vorgelagert sind zwei postglaziale Schuttkegel, ein älterer abgestorbener mit einem Böschungswinkel von $15-18^\circ$ und ein heute noch lebender mit einem solchen von $3-5^\circ$. Der alte Schuttkegel muß sich seinem ganzen Verhalten nach zu einer Zeit gebildet haben, als die Klamm noch nicht so tief eingeschnitten war wie heute.

Der Reißende Ranggen-Schuttkegel wurde aus dem flachen breiten Melachtal herausgeschüttet, während der Vomperlochs-Schuttkegel sich aus einer steilen engen Schlucht heraus ergoß, daher auch sein größerer Schüttungswinkel gegenüber dem ersteren. Die Steilheit beider gegenüber den rezenten Schuttkegeln im heutigen Inntal erklärt sich aus der zur Bildungszeit relativ hohen Stufenmündung.

Nirgends finden wir im Bereich beider Schuttkegel Anzeichen für die typische Deltaform; nach vorn verhältnismäßig steiles, nach den Seiten ganz flaches Abfallen. Auch kann nirgends der Übergang der Deltaschotter in lakustre tonig-sandige Sedimente beobachtet werden. Dem könnte allerdings entgegengehalten werden, daß wir infolge der Untertiefung nicht die unteren Partien des Deltas vor uns haben und daß demgemäß die Verknüpfung mit den Seeabsätzen erst unterhalb der heutigen Talsohle zu erwarten wäre. Nach Penck sollen aber die Bodensedimente dieses alten Sees 7 km oberhalb des Vomperlochs in den Tongruben von Fritzens zutage treten. Es müßte demnach die Verknüpfung, wenigstens teilweise, über dem heutigen Inn liegen.

Die hart am Ausgang der Vomperklamm auf der rechten Talseite gelegenen, fast horizontal geschichteten Konglomerate sind nach Penck [64, S. 216] Reste des dem Delta aufgesetzten Schuttkegels. Ihre sehr flache Lagerung scheinen sie aber eher einer vorspringenden Felsleiste zu verdanken. (Siehe Ampferer, 13, S. 39, Fig. 13B.)

Es stehen nach Ansicht des Verfassers keine Hindernisse entgegen, um die schräggeschichteten Schotter am Reißenden Ranggen und am Vomperloch nicht als Delta, sondern als steilgeschüttete, nasse Schuttkegel zu erklären.

Bei Verwendung der Annahme bloßer Schuttkegel vereinfacht sich die Entstehungsgeschichte der Terrassensedimente bedeutend, wie bestehende Tabelle zeigt:

Entstehungsgeschichte der Terrassensedimente:

Nach Penck	Nach Verfasser
Zuschotterung: Ablagerung von Schottern und Tonen in lokalen Seen.	Zuschotterung: Ablagerung von Schottern und Tonen in lokalen Seen.
Erosion: } Zerschneidung Trockenlaufen } der Deltas und des Sees. } der Tone.	Erosion: Zerschneiden der Schuttkegel.
Großer See: Ablagerung der Deltas und Tone.	Schuttkegelbildung (lokal).

Es fragt sich nun, wie sich die anderen bis jetzt von Penck als Deltarestes gedeuteten Schottervorkommnisse zu dieser neuen Annahme verhalten.

Das Weiherburgdelta lagert unmittelbar Bändertonen auf. Die schräggeschichteten Schotter scheinen aber auch nirgends mit letzteren verzahnt zu sein. Sie liegen in 640—700 m Höhe, erreichen demnach zirka 60 m Mächtigkeit. Ein Erosionsintervall zwischen diesen Deltaschottern und den gewöhnlichen Innschottern ist hier nicht nachweisbar. Ob wir hier wirklich ein Delta vor uns haben oder wieder nur einen nassen Schuttkegel, ist hier nicht zu entscheiden, ist aber auch nicht von Bedeutung, da dieses eventuelle Delta ohne Schwierigkeit einem lokalen See zugeschrieben werden kann.

Anders verhält es sich mit dem Delta von Telfs (S. 399). Dieses weist wieder eine sehr deutliche Diskordanz gegenüber den Terrassenschottern auf. Wir treffen hier ähnliche Verhältnisse wie im Vomperloch und ich möchte auch hier die schrägfallenden Schotter als Reste eines nassen Schuttkegels deuten.

Die schrägen Schotter im Silltal am Weg gegen Natters, die Penck [64] als Anzeichen des Seespiegels deuten möchte, erwiesen sich als nur ganz unbedeutende, lokale Lagerungsstörungen der Siltschotter (S. 410).

Ein einheitlicher See im Inntal von Telfs bis Wörgl im Sinne Pencks zeigt sich nicht an. Wir finden neben den gewöhnlichen, horizontal gelagerten Innschottern Reste von Schuttkegeln, die sich aus den Nebentälern in das Haupttal ergossen haben (Telfs, Raggen, Reissen, Vomperloch). Zwischen beiden Ablagerungen findet sich eine beträchtliche Erosionsdiskordanz. Die lakustren Sedimente erwiesen sich als Ablagerungsprodukte von lokalen Seen, entstanden in toten Winkeln neben der Zuschotterung.

Oberhalb von Telfs fehlen im Inntal den Terrassensedimenten Einlagerungen von Bändertonen fast gänzlich, auch die Mehlsande treten stark zurück. Einzig gegenüber der Mündung des Gurgltales in der Terrasse von Arzl erreichen sie bedeutende Ausdehnung und Mächtigkeit (S. 394). Durch ihre Übergänge in Schotter, sowohl gegen oben

als auf beide Seiten hin, wird ersichtlich, daß sie mit letzteren gleichaltrig sind. Sie stellen nur eine besondere Fazies der Terrassenschotter dar. Nach ihrer Schichtung zu schließen, müssen sie vom Pitztal her aufgeschüttet worden sein. Was den Pitzbach veranlaßte, gegen 100 m mächtige Sandmassen zu liefern, dafür sind dem Verfasser keinerlei Anhaltspunkte bekannt.

Sehr verschieden im Aufbau der Terrassensedimente verhalten sich die Seitentäler. Es lassen sich vor allem drei verschiedene Bautypen unterscheiden: 1. Die Lokalschotter reichen schuttkegelartig bis ins Haupttal. 2. Das Nebental wurde vom Haupttal her aufgestaut, wodurch es in ersterem zur Seebildung kam. 3. Die Schotter des Haupttales drangen ohne bedeutende Seeaufstauung ins Nebental hinein.

Natürlich sind die drei verschiedenen Typen durch mancherlei Übergänge miteinander verbunden oder sie können sich gegenseitig ablösen. Typus I, der als der normale zu bezeichnen ist, findet sich u. a. in den Tälern südlich des Riegels von Karres im Walder- und Waldelebach, im Weer- und Pillbachgraben und im Oberinntal, besonders schön im Samnauntal ausgebildet. In solchen Tälern können naturgemäß die Lokalschotter taleinwärts einige hundert Meter über den Höchststand der Schotter im Haupttal emporreichen.

Den II. Typus finden wir vor allem im Gurgltale ausgebildet (S. 397 ff.). Ähnliche Stauseen, nur in bedeutend kleinerem Umfange, finden sich im Alpbach- und Brandenberger Tal.

Über die Stauseesedimente drangen jeweils die Innschotter vor, der Typus II geht nach oben jeweils in Typus III über.

Letzterer tritt uns am reinsten ausgebildet am Achenseedam entgegen (S. 408). Wir haben hier einen mächtigen, vom Inn aus ins Seitental hineinreichenden Schuttkegel vor uns. Ähnliche Verhältnisse treffen wir u. a. im Weissachgraben.

Eine Gesetzmäßigkeit über die Ausbildung der Terrassensedimente in den Seitentälern läßt sich insofern feststellen, als die Täler, die aus den Zentralalpen herkommen, hauptsächlich oder vorwiegend den Typus I aufweisen, während bei den Kalkalpentälern (auch Söllland) der III. Typus vorherrschend ist.

Gliederung der Terrassensedimente.

Eine Gliederung der Terrassensedimente auf Grund der Verkittung ist nicht möglich; finden wir doch, wie schon früher beschrieben, oft Übergänge von verfestigten zu losen Schottern aufgeschlossen. Die Terrassensedimente zeichnen sich oft durch jähen Wechsel in der Verkittung ihrer Schotter aus. Diese Beobachtung erklärt Penck [64, S. 241] dadurch, daß die Verkittung nicht allein durch meteorische Sickerwasser erfolgt, sondern stellenweise durch Wasser, die von den Talgehängen in die Schotter eindringen und hier ihren Kalk absetzen.

Wir haben schon bei der Besprechung der fluviatil-lakustren Sedimente sechs (oder sieben) Schottervorkommen angeführt und als „ältere Innkonglomerate“ (Nagelfluh) gesondert besprochen. Dieselben zeichnen sich vor den Terrassensedimenten dadurch aus, daß bei ihnen keine Spur einer vorangegangenen Vergletscherung nachgewiesen werden kann.

Gegenüber den Terrassensedimenten erweisen sie sich als älter, sie sind von ihnen durch eine scharfe Erosionsdiskordanz getrennt und es finden sich sehr häufig Gerölle der Nagelfluh in jenen Ablagerungen.

Eine innerhalb der Terrassensedimente vielfach zu beobachtende Erosionsdiskordanz ermöglicht es, diese Schuttserie zwei verschiedenen Aufschotterungsphasen zuzuweisen. Diese Diskordanz findet sich in der Terrasse von Imst-Tarrenz zwischen dem stark erodierten Konglomerat, das in der Hauptsache aus kalkalpinem Material besteht und den meist losen Innschottern und Sanden; ferner zwischen den Resten älterer Schuttkegel und den Innschottern im Gießbach bei Telfs, am Reifsenden-Ranggen südlich von Zirl, im unteren Höttinger Graben, im Vomperloch, im Achenseedamm beim ehemaligen Sensenwerk, im Wörgltal und im Förchenbach bei Brannenburg. In den oben beschriebenen älteren Schotterresten weisen die Gerölle vielfach eine schlechtere Rundung als diejenigen in den Terrassenschottern auf. Auch zeigen sie ein Vorherrschen der Lokalkomponenten gegenüber denjenigen des Inns. Die älteren unter der Erosionsdiskordanz liegenden Schotter stellen Reste einer mehr lokalen, aus den Seitentälern erfolgten Schuttlieferung dar. Hierher gehören aller Wahrscheinlichkeit nach noch die Konglomeratreste im Erbstollen bei Schwaz, in der Runse von Maurach, die Lokalschotter im Brandenberger- und Thierseetal sowie das Konglomerat von Gasteig am Westabfall des Buchberges.

Es läßt sich nachweisen, daß all diesen älteren Lokalschottern eine Vergletscherung vorangegangen ist (sei es durch Unterlagerung von Moränen oder durch Beimengung von kristallinen Geröllen). Hingegen findet sich nirgends eine Spur einer Vergletscherung zwischen ihnen und den gewöhnlichen Terrassenschottern.

Südlich von Innsbruck bei Ampaß finden wir auch Reste von Innkonglomeraten durch eine Erosionsdiskordanz von den gewöhnlichen Innschottern der Terrassensedimente getrennt. Bei Egerdach werden die Konglomeratbänke von typischer Liegendmoräne unterlagert.

Ampferer [17] nimmt an, daß wir in diesem Konglomerat ein Äquivalent der Höttinger Breccie vor uns haben. Zu dieser Annahme gelangt er auf Grund von Analogien in der Schichtfolge. Es wären somit die Konglomerate Reste einer Innaufschüttung, die zur Zeit der Breccienbildung vor sich ging.

Penck hingegen [62, S. 110] rechnete das Konglomerat zu den gewöhnlichen Terrassenschottern, da es nach seinen Beobachtungen nicht von den letzteren zu trennen ist. 1922 [64 S. 250] nimmt aber auch Penck für diese Konglomerate ein größeres Alter an und stellt sie wie Ampferer in die Zeit der Bildung der Höttinger Breccie.

Die ältere Innaufschüttung müßte, nach den heutigen Resten zu schließen, eine Mächtigkeit von mindestens 90 m besessen haben. Bedenken wir aber, daß diese Vorkommnisse unmittelbar südlich der Bohrung von Rum liegen, wo die Inntaluntertiefung nachweisbar über 200 m beträgt, so werden wir zu Annahme gezwungen, für die ältere Innaufschüttung eventuell sogar über 300 m Mächtigkeit anzunehmen, d. h. wenn die Untertiefung schon zur Zeit der Breccienbildung vorhanden war. Eine alte Innaufschüttung von solch bedeutender Mächtigkeit müßte

aber auch anderswo noch ihre Spuren zurückgelassen haben. Auch von einer nur gegen 100 m mächtigen Innzuschotterung ist kaum anzunehmen, daß sie bis auf diesen einzigen Rest beseitigt wurde. Diese Überlegungen sprechen eher für die frühere Annahme Pencks, also für die Zugehörigkeit des Konglomerats zu den Innschottern der Terrassensedimente. Der Erosionsdiskordanz bei der Kirche von Ampaß käme dann nur lokale Bedeutung zu.

Es lassen sich mit Sicherheit innerhalb der Terrassensedimente zweierlei Zuschotterungsphasen, getrennt durch eine scharfe Erosionsdiskordanz, unterscheiden: eine ältere, dadurch charakterisiert, daß ihre Reste ein starkes Vordringen des Schuttetes der Seitentäler ins Haupttal anzeigen, und eine jüngere, die vor allem das Haupttal ergriff und von demselben in die Seitentäler eindrang.

Alter der Terrassensedimente.

Von Landeck bis an den Alpenrand weisen die Terrassensedimente, abgesehen von den Resten der älteren Zuschüttungsphase, der Seitenbachschuttkegel, eine starke Einheitlichkeit in ihrem Aufbau auf. Dies gilt sogar auch von jenen Teilen der Terrassenschotter, welche in die Seitentäler hineingebaut wurden.

Diejenigen oberhalb von Landeck zeigen anderen Aufbau. Naturgemäß weisen sie keine kalkalpinen Komponenten auf. Ferner fehlen ihnen Einlagerungen von Bändertonen; auch treten die Sande nicht mehr in so großen zusammenhängenden Massen auf.

Beschränken wir uns zuerst auf die Terrassenschotter unterhalb von Landeck. Das wiederholte Auftreten der Schichtenfolge: „Hangendmoräne—Schotter—Liegendmoräne“, läßt sich in Anbetracht der jeweils geringen Entfernung der einzelnen Profile voneinander, ihrer großen Anzahl und vor allem angesichts der Einheitlichkeit im Aufbau der Terrassenschotter nicht mehr durch bloße Oszillationen einer Vergletscherung erklären. Die Terrassenschotter wurden einheitlich zur Zeit eines großen Gletscherrückstandes abgelagert.

In diesem Punkte herrscht heute zwischen Penck, Ampferer und Bayer Übereinstimmung. Nur über die Höhenlage des Gletscherrückstandes besteht noch Uneinigkeit und somit über die Frage, ob interglaziales oder nur interstadiales Alter der Terrassensedimente.

Nach Ampferer und Penck wurden dieselben während einer Interglazialzeit abgelagert, nach Bayer hingegen nur während eines Interstadials. Nach ihm endete zur Bildungszeit der Terrassenschotter der Inngletscher in der Gegend von Landeck. Er schreibt [34, S. 233] von einer Verzahnung der Inntalterrasse mit Moränen in der Gegend von Landeck, wobei meiner Ansicht nach nur die Wechsellagerungen von Schottern und Moränen gemeint sein können.

Wie schon bei der Beschreibung der letzteren eingehend dargestellt wurde [siehe S. 391 ff.], können dieselben nicht als Verzahnung der Terrassenschotter mit Moränen aufgefaßt werden. Die Annahme Bayers vernachlässigt auch vollständig das Auftreten mächtiger Zu-

schotterungsreste im oberen Inntal, die wenigstens an einer Stelle (Christinerbachtal) das typische Profil der Terrassensedimente aufweisen. Es liegt nicht der geringste Grund vor, die Zuschotterung des Inntals ober- und unterhalb Landecks verschiedenen Zeiten zuzuweisen. Die Terrassenschotter ziehen unterhalb der Wechsellagerung durch und erreichen im Engadin mindestens 1750 *m* Höhe, am Reschenscheideckpaß bis 1500 *m*. Die Beschaffenheit der Schotter in diesen obersten Vorkommnissen läßt darauf schließen, daß die unterste Grenze des Eises noch um einiges höher gelegen sein mußte. Nirgends finden wir in diesen obersten Schotterpartien gekritzte Geschiebe eingeschlossen, die auf Eisnähe schließen lassen. Hiemit stimmen auch die Verhältnisse im Samnauntal überein, wo sich der alte Schuttkegel bis zu 1800 *m* Höhe verfolgen läßt, ohne Spuren eines nahen Eisstandes aufzuweisen.

Es muß zur Bildungszeit der Terrassenschotter die unterste Grenze der Gletscher mindestens in etwa 2000 *m* Höhe gelegen haben. Dies entspricht nahezu dem Stande der heutigen Gletscher in diesem Gebiet.

Die Bildung der Terrassenschotter im Inntal erfolgte demnach während eines Interglazials¹⁾.

Da sich zwischen den beiden Aufschüttungsphasen der Terrassensedimente nirgends Spuren einer Vergletscherung nachweisen lassen, die Reste der älteren Phase vielfach aber solche einer vorangegangenen Vergletscherung zeigen, muß auf Grund der Prüfung der bisher vorliegenden Beobachtungen angenommen werden, daß die Sedimente beider Aufschüttungsphasen während ein und desselben Interglazials zur Ablagerung gelangten. Im Hangenden der Terrassensedimente lassen sich immer nur die Ablagerungen einer Großvergletscherung nachweisen, die Moränen der Würmeiszeit Pencks.

Die Bildung der Terrassensedimente erfolgte während eines Interglazials, dem nur eine einzige Großvergletscherung nachfolgte.

Welchen Eiszeiten Pencks die Liegendmoränen angehören, läßt sich nicht mit Sicherheit feststellen, doch muß angenommen werden, daß sie (d. h. wenigstens diejenigen unmittelbar unter den Terrassenschottern) ein und derselben Großvergletscherung angehören.

Die Ablagerung der Schotter kann mit Rückzug des Eises beginnen, demgemäß wären die untersten Schotter als spätglazial zu bezeichnen, d. h. daß sie fluvioglazialer Entstehung sind. Ebenso besteht die Möglichkeit, daß die Schotter nach oben wieder in fluvioglaziale übergehen, die vor dem vorrückenden Eise abgelagert wurden, also frühglazialer Entstehung sind.

Im Inntal sehen wir aber, daß in der älteren Phase eine Zuschotterung von den Seitentälern her erfolgte, hierauf eine Erosionsperiode und dann erst die Zuschotterung vom Haupttale aus vor sich ging. Die Verhältnisse in der älteren Phase sprechen gegen eine Aufschotterung schon während des Rückzugs des Inngletschers, dem die Liegendmoräne ihre Entstehung verdankt.

¹⁾ Vgl. die Definition des Interglazials im Vorwort.

Eisrückzug und Beginn der Innzuschotterung waren durch eine längere Zeitspanne scharf voneinander getrennt.

Wie verhalten sich nun die Schotter zu der nachfolgenden Vereisung? Wir sehen, daß sich die Hangendmoräne als Decke von hoch oben am Gehänge auf die Terrasse hinabzieht, dieselbe überdeckt und noch stellenweise bis nahe an die heutige Talsohle hinabreicht. Man könnte sich die Diskordanz zwischen Moräne und Terrassensedimenten durch die Eiserosion hervorgerufen denken. In diesem Falle könnten wir auch fluvio- oder frühglaziale Schotter erwarten.

Betrachtet man aber den Querschnitt durch das Inntal, z. B. in der Gegend von Innsbruck, so sehen wir in die 6 bis 7 km breite Schottersohle nur eine zirka 2 km breite und zirka 300 m tiefe Rinne eingeschnitten. Diese schmale Rinne soll nun die Erosionswirkung eines bis in 1600 m Höhe reichenden Eisstromes sein. Der Gletscher müßte an den Flanken die losen Schotter terrassenartig stehen gelassen haben, während er in der Mitte eine tiefe und relativ schmale Rinne ausschürfte. Wir sahen auch, daß die Terrassenschotter einst noch bedeutend über die heutige Terrassenoberfläche emporragten. Wenn wir hier eine Glazialerosion annehmen würden, so müßten wir dem Gletscher folgende Erosionstätigkeit zuschreiben: Fast vollständige Beseitigung der Terrassenschotter bis zur heutigen Terrassenhöhe und tieferes Einschneiden einer zirka 2 km breiten und 300 m tiefen Rinne.

Dies ist wohl mit dem Bild einer Flußerosion, nicht aber mit demjenigen der Erosion einer das ganze Tal erfüllenden Eismasse in Einklang zu bringen.

Unter welchen günstigsten Umständen auch die Gletschererosion vielleicht einen solchen Querschnitt zustande bringen könnte, zeigt Ampferer in Lit. [23, S. 87]. Solche Verhältnisse können sich unter Umständen einmal auf kurze Erstreckung verwirklichen, müßten sich aber sofort ändern, sobald aus einem Seitental her sich ein neuer Gletscher ins Inntal schiebt. Sie sind daher gänzlich ungeeignet, um damit etwa die Verhältnisse im Inntal zu erklären.

Auch die Erklärung Philipps [70, S. 636] für die Entstehung derartiger Talquerschnitte durch die verschiedene Erosion von Talgletschern und Flankeneis ist nicht geeignet, die Verhältnisse hier durch Glazialerosion zu erklären.¹⁾

Nach der Annahme Philipps müßten die zentralalpinen Geschiebe, die nur dem Talgletscher eigen sein können, in ungefährer Höhe der Terrassenoberfläche (zirka 900 m) enden. Sie lassen sich aber am nördlichen kalkalpinen Gehänge bis 1900 m Höhe hinauf verfolgen, kaum 100 m höher liegt die prachtvolle Schliggrenze. „Flankeneis“ im Sinne Philipps zeigt sich nicht nur in der Gegend von Innsbruck nicht an, sondern läßt sich nirgends in den Haupttälern meines Arbeitsgebiets nachweisen.

Die Gestaltung des Inntalquerschnittes ist das Werk fluviatiler Erosion.

¹⁾ Nach mündlicher Mitteilung von Prof. Philipp soll sich seine Erklärung nur auf solche Täler beziehen, die vollständig im Fels liegen.

Vorrücken der letzten Vergletscherung und Bildung der Terrassenschotter sind durch eine Periode gesteigerter Flußerosion ebenfalls scharf voneinander getrennt. Die Erosionsdiskordanz läßt sich vom Alpenrande bis hinauf in die Gegend von Finstermünz deutlich durchverfolgen.

Damit steht die Angabe Pencks in Widerspruch, daß nördlich von Innsbruck, am Achenseedamm und im Brandenberger Tal fluvioglaziale Schotter im Hangenden der Interglazialen auftreten.

Die von Penck angegebenen fluvioglazialen Schotter nördlich von Innsbruck habe ich als Produkte eines subglazialen Wasserlaufs gedeutet (siehe Seite 402). Die Schotter am Achenseedamm bezeichnet Penck infolge Einlagerung von gekritzten Geschieben in den unteren Tonpartien als fluvioglazial. Ich konnte aber im Sommer 1927 trotz langen Suchens kein glaziales Material auffinden. Dasselbe muß sehr selten vorhanden angenommen werden. Bemerkenswert ist, daß es sich in den unteren Partien fand. Es ist nicht notwendig, daraus auf die Nähe eines Gletschers zu schließen. Es dürfte sich, wie vor allem die Lage anzeigt, hier um eingeschwemmtes Material handeln. Wären die Schotter im Sinne Pencks in der Nähe des vorrückenden Inngletschers abgelagert worden, müßte nach Ansicht des Verfassers das glaziale Material sich in den ganzen Achenseedammablagerungen finden, ja sogar in den oberen Partien eher häufiger als in den unteren. Das Gegenteil ist aber der Fall. Die Hangendmoräne streicht diskordant von zirka 900 m Höhe bis auf 600 m hinab. Die Schotter des Achenseedammes sind von unten bis oben als interglaziale Bildung zu bezeichnen.

Das gleiche gilt für die Ablagerungen im Brandenberger Tal.

Ursachen der Untertiefung.

Nehmen wir mit Ampferer und Penck die Schotter der Rumer Bohrung gleichaltrig mit den Terrassensedimenten an, so bot uns das Inntal vor der Verschüttung einen ähnlichen Querschnitt wie heute dar. In der Mitte des Tales eingeschnitten, findet sich eine 250—300 m tiefe Rinne, die links und rechts von Felsterrassen begleitet wird. Bei Annahme, daß diese Rinne (das übertiefte Talstück im Sinne Pencks) durch Eiserosion in den ehemaligen Talboden, der heute durch die Felsterrassen angedeutet wird, eingeschürft wurde, stehen wir vor den gleichen Unwahrscheinlichkeiten wie bei Erklärung des heutigen Talquerschnittes durch Eisübertiefung. Auch hier soll ein das ganze Tal erfüllender Rißgletscher nur die schmale Rinne ausgeschliffen haben. Die Gestalt des Felsuntergrundes läßt sich wieder durch Flußerosion, nicht aber durch die schürfende Kraft des Gletschers erklären.

Noch phantastischere Formen müßte die Eisübertiefung im Gebiete von Innsbruck während der letzten Vergletscherung angenommen haben, wenn wir nach Leyden die Schotter der Bohrung als postglazial annehmen würden.

Da die Untertiefung nicht durch Eiserosion erklärt werden kann, Wassererosion allein nie eine Untertiefung mit talauswärts ansteigender

Sohle bilden kann, sind wir gezwungen, für die Felssohle des Inntales eine gegen 200 m betragende tektonische Einbiegung anzunehmen. Dafür spricht auch, wie schon Ampferer betont, das Vorhandensein mehrerer ohne nennenswerte Diskordanzerscheinungen voneinander getrennter Verlandungsserien. Wären die Schotter der Bohrung die Ausfüllung eines glazialen Übertiefungsbeckens, so müßte das Schotterprofil von unten nach oben vom feineren zum gröberen Korn fortschreitend, eine einheitliche, einfache Verlandungsserie aufweisen. Das Profil der Schottermassen läßt sich nicht im Sinne eines Gletscherschurfbeckens, wohl aber im Sinne von Krustensenkungen deuten.

Diese Einbiegungen waren, wie aus dem Verlauf der Felssohle ersichtlich ist, in hohem Grade örtlich bedingt. Sie erstreckten sich nur auf das Gebiet zwischen Telfs und Wörgl (Rattenberg?).

Der Annahme solcher Verbiegungen steht einstweilen ein nicht zu unterschätzender Einwand entgegen: daß die Verbiegungen sich nicht auch im Verlauf der älteren, felsigen Talsohlenreste, der Simse an den Talhängen, bemerkbar machen. Ich möchte hier aber v. Klebelsberg beistimmen, wenn er schreibt [49, S. 239]:

„Die Annahme scheint aber anderseits durch die stratigraphisch tektonischen Schotterbefunde so sehr gestützt, daß man gerne zum Unvermögen die Zuflucht nimmt, so weiträumige Verbiegungen an den ohnehin — je nach ihrer Erhaltung, je nach dem Abstand von der Talmittellinie — in der Höhe etwas schwankenden älteren Talbodenresten festzustellen.“

Die Verbiegung muß, wenn die Altersstellung der Untertiefungsschotter mit den Terrassensedimenten zu Recht besteht, im Interglazial erfolgt sein. Sie muß aber zur Zeit, als die Oberfläche der heutigen Inntalterrassen gebildet wurde schon zum größten Teil, wenn nicht vollständig, beendet gewesen sein, denn die Oberfläche der Terrasse zeigt keine oder nur ganz geringe Verbiegung an. Es hat den Anschein, als ob die Terrassenoberfläche zwischen Zirl und Schwaz etwas tiefer läge als bei Brixlegg, doch kann dies auch auf der nicht genügend genau feststellbaren Höhe derselben beruhen; denn es ist einfach unmöglich, dieselbe auf 20 m — und um solche Beträge handelt es sich hier — genau festzustellen.

Bevor wir auf die Ursache der Zuschotterung eingehen, sollen zuerst noch die Terrassensedimente in den übrigen Tälern des Arbeitsgebiets besprochen werden, um für die Frage nach ihrer Entstehungsursache die Beobachtungen eines möglichst großen Gebietes heranziehen zu können.

β) Das Gebiet westlich des Inns: Das Illtal.

Von der Illquelle an bis in die Gegend von Bludenz sind bis jetzt keinerlei Ablagerungen von diluvialen Schottern bekanntgeworden. In deutlichen Stufen münden die Seitentäler in das Haupttal. (Stufenhöhen: Garnerabach 400 m, Suggadinbach 200 m, Gampadelz- und Rasafeibach 300 m.) Das rechtsseitige Silbertal mündet mit nur undeutlicher Stufe (zirka 100 m) bei Schruns ins Haupttal. Auch in ihm finden sich keine Diluvialschotter. Bei der Kirche von Silberberg (881 m) reicht die Grundmoränendecke bis zur Talsohle hinab.

In dem oberhalb Bludenz ins Illtal mündenden Klostertal fehlen diluviale Flußablagerungen. Hier finden sich nur die unter den Breccien beschriebenen interglazialen Schuttkegel (S. 364).

Unterhalb der Vereinigung mit dem Klostertal mangeln dem breiten Illtal ausgedehnte glaziale Schuttmassen. Die Terrassen werden meist vom Grundgebirge aufgebaut.

In den Seitentälern hingegen finden sich gewaltige Massen diluvialer Sedimente, die zum größten Teil schon von Ampferer [9] näher beschrieben wurden. Besondere Ausdehnung erlangen auch die fluviatilen Ablagerungen, die uns in Form von losen und gut verkitteten Schottern entgentreten, während Tone und Mehlsande nur ganz lokale und sehr beschränkte Ausdehnung besitzen.

Bis ins Illtal hinaus reichen die Schottermassen des Brandner Tales, die hinter Bürs als „Bürser Konglomerat“ uns in stolzen Wänden entgentreten. Es sind gut gerollte Illschotter vermischt mit schlecht gerundeten Talgesteinen und größeren Kalkblöcken. Zentralalpine Gerölle finden sich ziemlich häufig in dem ganzen Konglomerat verteilt.

Durch Schichtung werden die gut verkitteten Schotter in ziemlich dicke Bänke gegliedert, die bei Bürs horizontale, weiter taleinwärts schwach gegen das Illtal hin geneigte Lagerung aufweisen.

Ungefähr 5 km hinterhalb der letzten Häuser von Bürs ist das Konglomerat an der Südostflanke der Schlucht, oberhalb des im Jahre 1925 stark zerfallenen Klammsteigs, höhlenartig tief zurückgewittert. Es ruht hier mit grobblockiger Schicht einem Rest von Grundmoräne auf. Diese besitzt tillartige Beschaffenheit und enthält zahlreiche kalk- und zentralalpine Geschiebe. Das Liegende der Moräne ist nicht aufgeschlossen. Lage sowie Lagerung dieser Grundmoräne schließen eine spätere Einpressung oder Einschwemmung derselben unter das Konglomerat vollständig aus. Westlich von Bürs lagert dasselbe direkt dem Grundgebirge auf.

Es reicht heute noch von 570 bis 720 m Höhe und weist demnach eine Mächtigkeit von zirka 150 m auf.

Die Schotter werden diskordant von Illtaler Grundmoräne überlagert, die sich von zirka 700 m Höhe bis über 1500 m empor verfolgen läßt.

Ein anderes Bild bietet uns das weiter westlich gelegene Gamperdonatal. Die mächtigen Konglomeratfelsen reichen hier nicht mehr bis zum Talaustritt, sondern beschränken sich auf die Strecke zwischen Grafnerberg und Kühbrück. Das Konglomerat ruht direkt einem Sockel von Grundgebirge auf. Es wird vorherrschend von lokalen Geröllen aufgebaut, die naturgemäß eine schlechte Rundung aufweisen. Die Zusammensetzung zeigt geringere und ungleichmäßigere Beimengung von zentralalpinen Geröllen, die aber bis zu den innersten Aufschlüssen verbreitet sind. An der Basis findet sich häufig ganz grobes, kalkalpines Blockwerk. Durch reichliche Mehlsandlagen wird eine deutliche Schichtung hervorgerufen. Dieselbe ist unregelmäßig talaustritts gerichtet.

Die zentralalpinen Gerölle sind nach Ansicht des Verfassers nicht unmittelbare Beimengungen vom Ill her, wie es Ampferer [9] an-

nimmt, sondern stammen aus der Liegendmoräne. (Vgl. Brixental, S. 421.) Wären die zentralalpinen Gerölle wirklich als Illschotter aufzufassen, so müßte ein entgegengesetztes Fallen (taleinwärts) der Konglomeratbänke, wenigstens stellenweise, sichtbar sein. Nach meiner Ansicht sind die zentralalpinen Gerölle als Beweis einer vorangegangenen Vergletscherung anzusehen, sie ersetzen die sonst im Gamperdonatal fehlende Liegendmoräne.

Die Mächtigkeit der fluviatilen Aufschüttung ist heute noch sehr bedeutend. Es sind z. B. in der Gegend von Budershöhe (861 *m*) Mächtigkeiten von zirka 400 *m* erschlossen. Dieser großen Mächtigkeit entspricht die bedeutende Höhenlage dieser Aufschüttung. Es reicht die Oberkante des Konglomerats heute noch bis über 1100 *m* Höhe.

Verlängert man die Aufschüttung ihrem generellen Schichtgefälle entsprechend bis ins Illtal hinaus, so erhält man für dasselbe eine Zuschotterung bis gegen 900 *m* Höhe.

Das Gamperdonakonglomerat wird diskordant von stark bearbeiteter Illtaler Grundmoräne überlagert. Es zeigen uns die Vorkommnisse derselben beim ersten großen Konglomeratfelsen am Fahrweg ins Gamperdonatal sowie am Aufstieg zur Budershöhe, daß das Konglomerat vor Ablagerung der Moräne schon tief eingeschnitten worden sein muß. Wir treffen am Aufstieg zur Budershöhe auf einer alten Erosionsschulter desselben eine mit Mehlsandlagen wechselnde Illtaler Grundmoräne. Letztere steigt zu beiden Seiten des Tales weit über die höchsten Konglomeratfelsen empor.

Am Taleingang lagern bei Kapelle 761 *m* lose, terrassenbildende Illschotter, die stellenweise von Grundmoräne überlagert werden. Von der Kapelle an taleinwärts ist mehrfache Wechsellagerung von Grundmoräne mit Schottern und Mehlsanden erschlossen. Schotter (Mehlsande) und Grundmoräne sind hier nicht zu trennen; in den Schottern finden wir öfters gekritzelte Geschiebe und in der Grundmoräne Mehlsand und Schotterkeile eingefügt. Diese Schotter stehen in keinem Zusammenhang mit dem Konglomerat. Ich möchte sie wie Ampferer als fluvioglazial mit der letzten Vereisung in Verbindung bringen.

Bedeutend geringere Verbreitung besitzen die diluvialen Flußablagerungen im Saminatal, die der Verfasser im Sommer 1926 einer näheren Untersuchung unterzog.

Auf die ersten alten Schotter stoßen wir zirka 1 $\frac{1}{2}$ *km* von Ammerlügen an taleinwärts. Es sind hier am Wege in zirka 680 *m* Höhe 2 *m* mächtige, mittel verkittete Schotter aufgeschlossen, in welche eine künstliche Höhle eingehauen ist. Es konnten in ihnen keine zentralalpinen Gerölle gefunden werden. Die untere Hälfte der Schotter weist feines Korn, starke Sandbeimengung sowie Kreuzschichtung auf. Mit scharfer Grenze lagern darüber grobe, horizontal geschichtete Schotter. Letztere werden von einem Streifen gut gebänderten Tons überlagert. Darüber folgt Moräne mit schön gekritzten kalk- und zentralalpinen Geschieben.

Größere Ausdehnung und Mächtigkeit erlangen die Schotter hinter der Brücke 721 *m*. Ungefähr 150 *m* südlich dieser Brücke stoßen wir auf die in Fig. 26 dargestellten Verhältnisse.

In dem Graben, der nördlich von Gaudenzer hinabzieht, sind zirka 10 m mächtig verkittete, feine bis mittlere Schotter erschlossen (Fig. 27). Die mit mächtigen Sandbänken wechsellagernden Schotter (1) enthalten sehr

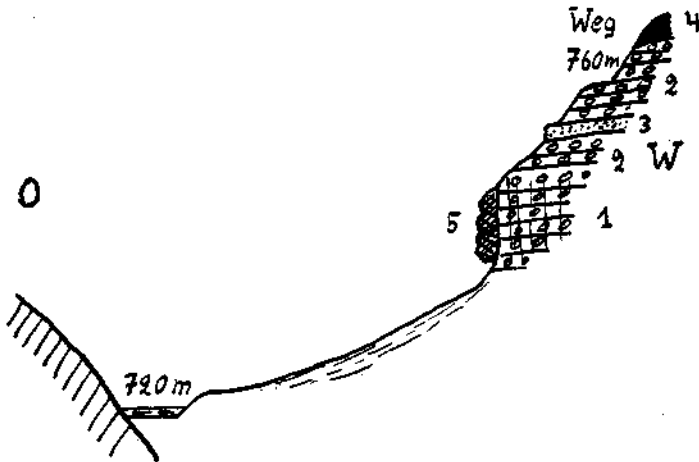


Fig. 26. Profil durch das Saminatal, zirka 150 m südl. Brücke 721.

1 = konglomerierte Schotter, 2 = lose, bis schwach verkittete Schotter, sehr selten zentralalpine Gerölle; 3 = verkittetes Sandband; 4 = Hangendmoräne; 5 = Kalksinter, rezent.

selten zentralalpines Material eingebettet und fallen schwach (zirka 5°) gegen W, also hangwärts. Sie werden diskordant vonlosem, sehr grobem Schutt (2) überlagert. In ihm finden sich Blöcke bis zu 2 m

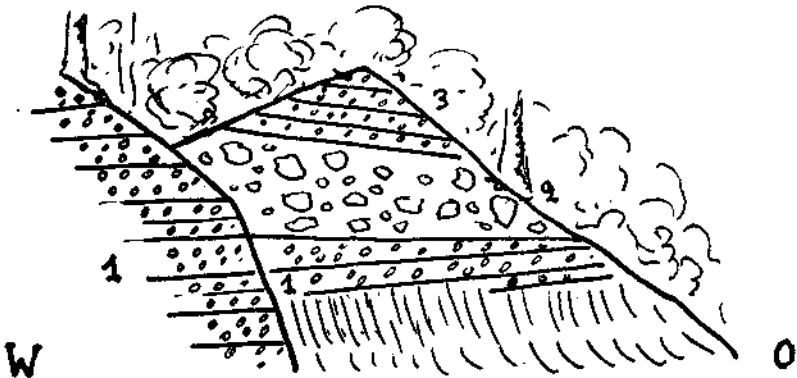


Fig. 27. Ansicht der Schotterauflüsse im Graben nördlich Gaudenzer.

1 = Schotter und Sande, selten zentralalpin, 2 = loser, grober Schutt, 3 = feinere Schotter.

Durchmesser. Über (2) lagern wieder feinere, schwach gegen O fallende Schotter (3). Leider waren (2) und (3) zu näherer Untersuchung betreffs gekritzter Geschiebe nicht zugänglich, doch hat (2) ganz den Habitus wenigstens von umgeschwemmter Grundmoräne.

Östlich von Gaudenzer lassen sich die Schotter, die hier gut verkittet sind, bis in 800 m Höhe hinauf verfolgen. Auch hier zeigen uns die Verhältnisse (Fig. 28), daß die Schotter vor Ablagerung der Hangendmoräne stark erodiert wurden. Weiter taleinwärts konnten diese nicht mehr verfolgt werden. Wir haben im Saminatal nur noch spärliche Reste einer diluvialen Zuschotterung vor uns, die heute noch bis in 800 m Höhe reichen.

Zu erwähnen seien hier noch die zahlreichen Bändertonvorkommnisse, die schon zirka 1 km hinterhalb Ammerlügen uns entgegentreten. Die Tone sind ungleichmäßig gebändert, bald fein, bald grob. Sie finden sich von 680—710 m Höhe. Soweit ihr Hangendes erschlossen ist, werden sie überall von der Hangendmoräne überlagert. Zwischen den Tonen finden sich nicht selten Lagen von Schottern. Letztere weisen

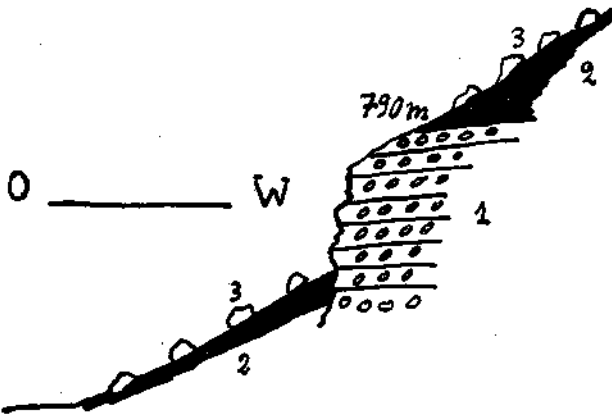


Fig. 28. Profil östlich Gaudenzer.

1 = gut konglomerierte Schotter, 2 = Hangendmoräne, 3 = große erratische Blöcke.

eine ziemlich starke Beimengung von zentralalpinen Geröllen auf und enthalten nicht selten schön gekritzte Geschiebe. Manchmal gleichen sie umgeschwemmter Grundmoräne. Diese Ablagerungen beschränken sich nach meinen Beobachtungen zwischen das erste westliche Seitentobel hinterhalb Ammerlügen und die Brücke 721 m. Ein Zusammenhang mit den alten fluviatilen Ablagerungen konnte nicht nachgewiesen werden. Ich fasse diese Bändertone als fluvioglazial beim Herannahen der letzten Großvergletscherung gebildet auf, als der Gletscher bereits den Ausgang des Saminatales sperrte und somit seine Gewässer aufstaute.

Einen wesentlich anderen Aufbau zeigen die Diluvialsedimente im Bereich des rechtsseitigen Großen Walsertales. Hier tritt uns in großen Massen die liegende Grundmoräne entgegen. Sie ist durchaus stark bearbeitet und enthält reichlich gekritzte Geschiebe von Trias-, Lias-, Jura- und Flyschgesteinen. Zentralalpine Geschiebe sind bis jetzt darin nicht gefunden worden. Die Mächtigkeit der Liegendmoräne übersteigt stellenweise 100 m.

Die darüberlagernden Schuttmassen beginnen stellenweise mit Lehm- und Mehlsandlagen, doch haben diese Einschaltungen keine beträchtliche Ausdehnung. Darüber finden sich meist schlecht gerollte, kalkalpine Schotter. Diese sind in den unteren Lagen horizontal gelagert, während die oberen Partien schräge Schichtung aufweisen, welche bald talaus-, talein- oder hangwärts gerichtet ist.

Kristalline Gerölle finden sich nur äußerst selten. Diese brauchen nicht unbedingt zentralalpiner Herkunft zu sein, sondern sie können aus dem Wildflysch eingeschwemmt worden sein.

In den schräg geschichteten Schottern sind nicht selten gekritzte Geschiebe eingeschlossen. Nach Ampferer stammen dieselben wahrscheinlich von der hangenden Grundmoräne, die am höheren Berggehänge vielfach erhalten ist. Sie können aber auch, besonders da sie sich nur in den oberen Lagen finden, von den Schmelzwässern des vorrückenden Eises stammen, also fluvioglazialer Entstehung sein.

Die Hangendmoräne, die fast ausschließlich aus kalkalpinem Material besteht, überlagert nirgends die Schotter, sondern findet sich erst weiter oben am Berggehänge. Sie reicht heute noch in großer Mächtigkeit bis über 1400 *m* Höhe.

Bei erneuter glazialgeologischer Durchforschung dieses Gebiets wird es notwendig sein, die Frage zu prüfen, ob nicht eventuell wenigstens die oberen Schotterpartien (die fluvioglazialen?) erst nach dem Höchststande der letzten Großvergletscherung abgelagert wurden. Auf alle Fälle läßt sich sagen, daß die Entstehung der Terrasse (Terrasse hier als rein morphologischer Begriff) erst in die Spät- oder Postglazialzeit fiel. Die Herausbildung der Terrasse erfolgte hier zu einer späteren Zeit als im Inntal.

Die Mächtigkeit der Schotter im Großen Walsertal beträgt bis 200 *m*. Sie reichen heute noch bei St. Gerold, Blons und Raggal bis gegen 1000 *m* Höhe empor.

Die Schotter am Fuße der Thüringer Terrasse sowie diejenigen an der Lutzschlucht bei Ludetsch möchte ich mit Ampferer als Rückzugablagerungen der letzten Großvergletscherung deuten.

Die Zuschotterung, von der wir im Inntal sonst keinerlei Zeugen mehr finden, griff auch auf das Rheintal über.

Hier scheinen nach den bis jetzt bekanntgewordenen Untersuchungen die alten Schotter noch stärker beseitigt zu sein. Durch Schaad [74] sind kleinere Reste alter diluvialer Schotter bei Muntlix in 520—530 *m* Höhe, hinter Rankweil in 540 *m* Höhe und bei Buchelbrunn in zirka 700 *m* Höhe bekanntgeworden. Diese Schotterreste sowie die folgenden finden sich auf den östlichen Rheintalgehängen.

Meesmann [53] fand diluviale Schotter auf der Felsterrasse von Fraxern in zirka 800 *m* Höhe und auf den alten Talböden der Seitentäler, z. B. im Klausbachtal, Frühdischbachtal usw. Sie liegen zum größten Teil unter der Moränendecke der letzten Großvergletscherung. Spuren einer vorangegangenen Eiszeit in ihrem Liegenden sind bis jetzt nicht bekanntgeworden.

Zusammenfassung und Schlußfolgerungen.

(Taf. VIII.)

Wir finden im Bereich des Illtales Spuren einer gewaltigen Talzuschotterung. Die Verschüttung reichte, nach den Verhältnissen im Gamperdonatal zu schließen, bis gegen 900 *m* Höhe empor. In der Gegend von Bludenz reichen die Schotter von 570 bis 720 *m* Höhe und weisen somit heute noch eine Mächtigkeit von gegen 150 *m* auf. Im Großen Walsertal erreichen die Schotter Höhen von 1000 *m*. Im Samina- und Rheintal geben heute noch Reste derselben von einer Zuschotterung bis mindestens 800 *m* Höhe Kunde.

Es fragt sich nun, ob die verschiedenen Schotterreste gleichzeitig abgelagert wurden. Die Schotter bei Bürs finden wir zwischen zwei Moränen gelagert, ebenso diejenigen des Großen Walsertales. Nach der neueren Deutung der beigemengten kristallinen Gerölle in den Schottern des Gamperdonatales müssen wir auch bei diesen Schuttlagerungen vor und nach ihrer Bildung eine Vereisung des Tales durch einen abirrenden Ast des Illgletschers annehmen. Von denen des Samina- und Rheintales läßt sich nur sagen, daß sie noch von einer Vergletscherung überfahren wurden.

Die im Hangenden der Schotter auftretende Moränendecke läßt sich überall einwandfrei der letzten Großvergletscherung (Würmvergletscherung Pencks) zuweisen. Die Sedimente der Verschüttung müssen demnach vor der letzten Vergletscherung abgelagert, z. T. verfestigt und wieder stark erodiert worden sein, wie besonders die Verhältnisse im Gamperdona- und Saminatal zeigen.

Eine sichere Zuweisung der Liegendmoräne zu einer der Vergletscherungen Pencks ist nicht möglich.

Die Lagerung der Schotter zwischen Eiszeit Spuren in den drei verschiedenen Tälern kann durch Oszillationen des Eises in denselben erklärt werden; entweder durch drei unabhängig voneinander erfolgte lokale Gletscherrückzüge oder durch einen gemeinsamen Rückzug und darauffolgenden Vorstoß des Illgletschers. Letztere Annahme erscheint uns als die wahrscheinlichere, denn es mutet sehr unwahrscheinlich an, daß in den benachbarten Tälern das Eis unabhängig von den anderen in einem derselben von zirka 570 *m* bis über 1000 *m* Höhe zurückging.

Ob das Eis sich zur Ablagerungszeit der Schotter bis in die heutige Höhe zurückgezogen hatte, und somit diese ins Interglazial zu stellen sind, läßt sich im Bereich des Illtales nicht nachweisen. Man kann somit nur sagen, daß die Zuschotterung in einer Zeit starken Eisrückzuges erfolgte. Die Dauer desselben mußte eine längere Zeitspanne umfaßt haben, da ja die Schotter während des Eisrückzuges nicht nur abgelagert, sondern auch verkittet und hernach zerschnitten wurden.

Nach Ansicht des Verfassers stehen der Gleichstellung dieser Schotter mit den Terrassensedimenten des Innetales nach allem obigen keine Bedenken entgegen. Die Schotter des Illtales wurden zur Interglazialzeit abgelagert.

Die etwaige Auffassung, daß die Zuschotterung, die ja heute fast nur in den Seitentälern sichtbar ist, dadurch zustande kam, daß ein Illgletscher nur im Haupttale bis in die Gegend von Feldkirch reichte, die Seitenbäche aufstaute und dadurch zur Aufschotterung zwang, wird durch das Konglomerat von Bürs, das bekanntlich bis ins Illtal hinausreicht, und durch die ungeheure Mächtigkeit der Schotter widerlegt. Ebenso kommt ein Aufstau von seiten des Rheingletschers nicht in Frage.

7. Die Täler nördlich des Inns.

Im Iller-, Lech-, Loisach- und Isartal finden sich ebenfalls mächtige interglaziale Schottermassen, die bis in bedeutende Höhe gegen den Alpenrand streichen. Während sie in den ersten drei Tälern nur in verhältnismäßig spärlichen Resten erhalten geblieben sind, erreichen sie im Isartal heute noch bedeutende Ausdehnung.

Da ich mit Ausnahme des Isartales südlich von Mittenwald die betreffenden Gegenden nicht selbst begangen habe, so möchte ich hier auf die in Frage kommenden Terrassensedimente nur ganz kurz eingehen.

Das Illertal.

[Penck, 64.]

In der Gegend von Sonthofen reichen die Terrassensedimente bis in Höhen von 970 *m*, 230 *m* über den heutigen Illerspiegel. Sie werden von Moränen sowohl über- als auch unterlagert. Wir finden hier wieder das typische Profil der interglazialen Terrassensedimente. Bemerkenswert ist die Einlagerung von Schieferkohlen in 950—960 *m* Höhe. Zwischen den Schottern und der Hangendmoräne ist eine typische Verwitterungsfläche ausgebildet.

Das heutige Illertal ist noch 120 *m* tief in den Flyschsockel eingeschritten. Während Penck es noch für zweifelhaft ansieht, ob die Terrassensedimente über denselben bis zum heutigen Talboden hinab reichen, vertritt diese Ansicht Knauer¹⁾ auf das bestimmteste. Nach ihm finden sich unter den Schottern lakustre Sedimente, die bis zum heutigen Illerspiegel hinabreichen. Ob dieselben hier die Annahme eines einheitlichen Iltersees im Sinne Knauers rechtfertigen, oder ob wir hier ähnliche Verhältnisse wie im Inntal vor uns haben, mag ich aus der Ferne nicht entscheiden.

Das Lechtal.

[Ampferer, 8.]

Das alpine Lechtal ist arm an diluvialen Schottern, doch fehlen auch hier die Zeugen einer gewaltigen Talverschüttung keineswegs. So finden sich vor allem in der Bucht von Reutte und in der Gegend von Weißenbach meist vereinzelte Schotterreste von nur beschränkter Ausdehnung und Mächtigkeit. Sie lagern zwischen 860—1120 *m* Höhe.

¹⁾ Knauer J.: Zu A. Pencks Ablagerungen und Schichtenstörungen der letzten Interglazialzeit etc. Geogn. Jh., 35. Jg. 1922, München, 1923.

Die tiefsten Schotter finden sich in der Gegend des Urisees. Sie sind hier bis 860 *m* Höhe hinab bloßgelegt, wo sie die heutigen Aufschüttungsmassen des Lechs unterteufen. Das höchste Vorkommnis liegt südlich der Moosbergkuppe. Die horizontal gelegenen Konglomeratbänke streichen hier sowohl gegen O als auch gegen W in die Luft aus.

Die Zuschotterung erreichte eine Mächtigkeit von mindestens 270 *m*.

Die Schotter, welche die alten Konglomeratreste aufbauen, unterscheiden sich weder in der Zusammensetzung, in den Mischungsverhältnissen, noch in der Bearbeitung von jenen, welche heute das Flußbett des Lechs erfüllen. Hauptdolomit, Lias- und Jurakalke, rote und grüne Hornsteinkalke sind die häufigsten Bestandteile. Ziemlich selten finden sich an einzelnen Stellen in den Schotterlagen auch zentralalpine Gerölle beigemengt. Dieselben können nur durch Eistransport in den Bereich des Lechs gelangt sein; sie sind Zeugen einer der Zuschotterung vorangegangenen Großvergletscherung.

Lakustre Ablagerungen fanden sich im Lechtal nicht.

Die meisten Konglomeratreste weisen eine Überlagerung durch Hangendmoräne auf. Letztere zieht schräg über die Schotter bis tief ins Tal hinab.

Aus einem Rest von konglomerierten Lechtalschottern in der Schlucht des Birkentales zwischen 1040—1080 *m* Höhe ersieht man, daß sich die Verschüttung des Lechtales bis tief in die Seitentäler hinein ergossen hatte.

Wenn wir von der Annahme einer lokalen Hebung des Lechgebiets in der Gegend von Reutte absehen¹⁾, so müßte nach den dortigen Befunden die Aufschotterung talaufwärts bis zwischen Steg und Warth gereicht haben. Ohne Schotterbekleidung treten aber die Gehänge bis zur Talsohle hinab, einzig nördlich von Bach, beidseitig der Giblerbachmündung, finden sich Schotterreste, die Ampferer als „Terrassensedimente meist aus lokalem Talschutt“ kartierte. Sie lagern auf einer Felsterrasse und reichen bis zirka 1200 *m* Höhe. Sie lassen sich der Talzuschotterung einordnen.

Nach dem Schotterhöchststande von zirka 1100 *m* in der Gegend von Reutte müßten die Lechschotter auch in das Gebiet des Plansees, vor allem entlang des Archbaches, eingedrungen sein. [Ampferer, 8, Sölch, 80]. Das Hinübergreifen der Lechschotter wird nun keineswegs gleichmäßig erfolgt sein, sondern schuttkegelartig vom Haupttal her gegen das Nebental, so daß nicht angenommen werden muß, daß die Lechschotter das Gebiet des Plansees gleichmäßig bis in 1200 *m* Höhe erfüllten und wenn möglich noch über den hohen Rain (978 *m*) mit dem Zuschotterungsbereich der Loisach in Verbindung gestanden haben.

Nehmen wir auch nur relativ beschränkte Schuttkegel an, so müssen dieselben seit ihrer Ablagerung wieder radikal beseitigt worden sein, da sich im Gebiet des Plansees keine Lechschotter mehr nachweisen lassen. Diese etwas gewagte Annahme sucht Leyden [55] durch Kon-

¹⁾ Daß eine solche Hebung nicht ausgeschlossen ist, wird aus Fig. 41, S. 480, ersichtlich.

struktion einer Wasserscheide zwischen Archbach und Plansee zu umgehen; doch wirkt die Rekonstruktion einer solchen nur auf Grund eines vorspringenden Felsspornes auch nicht allzu überzeugend. Es muß die Frage, ob die Lechschotter auch das Gebiet des Plansees überwältigt haben, noch offengelassen werden.

Das Loisachtal.

[Penck, 64.]

Sehr spärlich sind auch die Terrassensedimente im Loisachtal erhalten geblieben. Der ausgedehnteste Rest derselben bildet die Terrasse des Herrgottschroffens oberhalb Garmisch am linken Talgehänge. Es lagern hier Reste eines vornehmlich aus Kalkgeröllen zusammengesetzten Konglomerats, in dem aber zentralalpines Material keineswegs fehlt. Die Schotter reichen hier bis 810 *m*, 80 *m* über den heutigen Wasserspiegel. Gegenüber dem Elektrizitätswerk von Garmisch finden wir wieder zirka 30 *m* mächtige, horizontalgeschichtete Schotter, die zwischen Moränen lagern. Sie bilden die Terrasse der Viehweide (780 *m*).

In den Quertalstrecken der Loisach sind bis jetzt keine Terrassensedimente bekannt geworden.

Das Isartal.

[Penck, 62, Levy, 52 u. a. m.]

Hier treten uns die Terrassensedimente wieder in bedeutender Ausdehnung und Mächtigkeit entgegen. Sie lassen sich von Lehenwald, nördlich von Seefeld bis zum Alpenrande hin verfolgen. Sie bestehen vornehmlich aus kalkalpinem Material, jedoch fehlen zentralalpine Gerölle in ihnen keineswegs, sind aber selten. Die letzteren können nur durch eine der Zuschotterung vorangegangene Großvergletscherung ins Isartal gelangt sein. Von derselben haben sich auch Liegendmoränenreste an einzelnen Stellen erhalten. Die Hangendmoräne zieht diskordant über die Schotter hinab. Letztere sind von beiden Moränen scharf getrennt, es sind interglaziale Ablagerungen.

Ihre größten Höhen erreichen sie heute am Ochsenboden östlich von Mittenwald (1120 *m*) und am Großen Wurf bei Vorderriß (870 *m*). Sie lagern im ersten Falle bis 220 *m*, im letzteren bis 120 *m* über dem heutigen Talboden.

Eine Aufschotterung bis in solche Höhen mußte, die heutigen orographischen Verhältnisse vorausgesetzt, auch über Kaltenbrunn mit derjenigen des Loisachtales in Verbindung gestanden haben. Hier fehlen aber die Terrassensedimente heute so gut wie ganz. Einzig bei Kaltenbrunn finden wir in 870 bis 890 *m* Höhe horizontal geschichtete Kalkschotter mit geringer Beimengung zentralalpiner Materials. Darüber lagern bis 940 *m* Höhe lakustre Tone, die von einer dünnen Decke von Grundmoräne überzogen werden.

Diese Schotter und Tone faßt Penck [64, S. 225] als Reste von lakustren Sedimenten auf, gebildet durch die aufstauende Wirkung des vorrückenden Loischgletschers. Sie können aber ebensogut als kleiner Rest der einst die Wasserscheide überflutenden Terrassensedimente gedeutet werden, denn es kann auch in den hangenden Partien derselben zu lokalen Seebildungen kommen.

Die Terrassensedimente lassen sich talaufwärts in der Richtung nach Seefeld bis in 1070 *m* Höhe verfolgen. Sie liegen hier tiefer als in der Gegend von Mittenwald.

Östlich von Scharnitz finden sich am Ausgang der Schlucht bei Eisack konglomerierte Schotter. Sie fallen mit 20—30° talauswärts und stoßen rückwärts an eine fast senkrechte Felswand. Ihr Fallen ist etwas mehr nordwestlich gerichtet als der heutige Bach- und Talverlauf. Sie reichen bis 1000 *m* Höhe. In ihnen finden sich vereinzelt Lagen mit gekritzten Geschieben, weswegen Penck ihre Bildung als fluvioglazial bezeichnet.

Höher, in 1060 *m*, finden sich am Weg im Karwendeltal konglomerierte, horizontal geschichtete Schotter, die ins Liegende der dortigen Moränen gehören.

Entlang der Leutasch erheben sich die Terrassensedimente etwas höher als am Ochsenboden: sie reichen bei der Kirche von Oberleutasch bis 1140 *m* Höhe und steigen bei Platzl auf 1160 *m*.

An den Öfen findet sich ein alter konglomerierter Schuttkegel, dessen Schichten mit 20—30° ostwärts fallen. Die Oberkante liegt in 1230 *m* Höhe. Das Konglomerat unterteuft das heutige Bachbett. Im Hangenden sowohl des Schuttkegels als der horizontalen Schotter lagert gut bearbeitete Grundmoräne.

Nach Penck finden wir im Liegenden der interglazialen Schotter des Isartales lakustre Ablagerungen, die in einem einheitlichen See, der das Tal von Scharnitz bis Tölz erfüllte, abgelagert wurden. Gegen die Annahme des einheitlichen Sees nimmt Leyden Stellung.

In Anbetracht der Erfahrungen im Inntal wird es notwendig sein, auch die Ablagerungen des Isartals in bezug auf die Einheitlichkeit des Sees einer Revision zu unterziehen. Nach meinen Beobachtungen östlich von Mittenwald gehen dort die Bändertone nach beiden Seiten in Schotter über, was für nur lokale Einschaltung der Tone in den Terrassensedimenten spricht.

Den höchstgelegenen Rest der Seeablagerungen stellt nach Penck der Schuttkegel bei Eisack dar, den er als Delta auffaßt. Die Bildung desselben soll in Anbetracht der eingeschwemmten gekritzten Geschiebe zur Zeit des Rückzugs der vorangegangenen Großvergletscherung (Riß) erfolgt sein. Hier gilt dasselbe wie bei den Deltas des Inntals; die schräggeschütteten Schotter lassen sich ebensogut als Reste eines nassen Schuttkegels deuten. Auch die Annahme einer spätglazialen Entstehung (mit anderen Worten noch fluvioglaziale Entstehung) ist meiner Ansicht nach nicht erforderlich, denn die gekritzten Geschiebe können von der Liegendmoräne her eingeschwemmt worden sein.

Das obige gilt auch von den schräggeschichteten Schottern bei den Öfen.

An beiden Stellen stürzten einst die Bäche über eine steile Felswand und lagerten an deren Fuße die Schotter in Gestalt von steilen Schuttkegeln ab.

Diese Annahme beseitigt besonders im Gebiet von Leutasch viele Schwierigkeiten. Wären es Reste eines Deltas, so muß dasselbe im Leutaschtal einen See von mindestens 1230 *m* Spiegelhöhe voraussetzen. Der See müßte vor Ablagerung der horizontalen Schotter zwischen Platzl und Weidachsee wieder ausgelaufen sein.

Ein See von solcher Spiegelhöhe ist aber bei den heutigen orographischen Verhältnissen absolut unmöglich, da er entlang der Leutasch, dem Trockental „durch den Boden“ zum Drahnbach und durch das Katzenloch (1292 *m*) zum Inn abfließen würde. Bei Annahme eines Sees wären wir gezwungen, entweder eine tektonische Hebung des Gebiets der Öfen relativ zu der Umgebung, oder eine seit der Deltabildung erfolgte Tieferlegung der Wasserscheiden gegen den Inn und Drahnbach sowie die Beseitigung eines Riegels im Leutaschtal anzunehmen.

Zur letzteren Annahme gelangt Leyden. Nach ihm wurde der See gegen N durch eine Wasserscheide aufgestaut.

Es soll hier näher auf die Argumente Leydens eingegangen werden. Er schließt aus dem Ansteigen der Stufenmündungen vom Gaistal gegen das Puittal um 50 ‰ auf eine Wasserscheide von zirka 300 *m* Höhe über dem heutigen Boden vor der Mündung des Puittales. Dieselbe soll, ohne Reste hinterlassen zu haben, abgetragen worden sein, wobei der geologische Aufbau dies verständlich machen soll. Wenn ich Leyden richtig verstanden habe, so ist nach ihm die spurlose Niederlegung dieser Wasserscheide daraus verständlich, weil sie von dem wenig widerstandsfähigen Neokom des Puitbachtalfensters aufgebaut wurde. Das gleiche Gestein baut aber auch die hohe Stufe des Puitbaches auf. Wenn aber das Neokom so wenig widerstandsfähig war, um die absolut spurlose Beseitigung der Wasserscheide zu ermöglichen, wieso bleibt in ihm dann die „präglaziale“ Stufenmündung so schön erhalten? Die Ostflanke des Leutaschtales wird an der Stelle, wo die Wasserscheide gelegen haben soll, ganz aus Wettersteinkalk aufgebaut. Auch hier finden wir keine Restformen, die auf eine Wasserscheide schließen lassen. Soll man etwa annehmen, daß dieses Talgehänge in seiner heutigen Form gerade die ursprüngliche Trennungsfläche zwischen Wettersteinkalk und Neokom war? Die Wasserscheide Leydens muß als vollkommen unbedeutend fallen gelassen werden.

Wie wir später sehen werden, haben wir im Diluvium, besonders im Interglazial, noch Anzeichen für nicht unbedeutende tektonische Bewegungen, so daß hier bei den Öfen die Annahme einer solchen nicht unbedingt von der Hand zu weisen wäre. Doch finden wir in der Morphologie und Kleintektonik dieses Gebiets keine Anzeichen dafür. Deuten wir aber die schräggeschichteten Schotter nicht als Delta, sondern als gewöhnlichen nassen Schuttkegel, so wird auch eine solche Annahme überflüssig. Die Bildung des Schuttkegels und die Ablagerung der horizontalen Schotter im Leutaschtal schließen sich als gleichzeitige Bildungen gegenseitig nicht aus.

Zusammenfassung (S. 438 bis Seite 449) und Schlußfolgerungen.

(Taf. VIII. und IX.)

In den Tälern nördlich des Inns finden sich Reste der Terrassensedimente, die eine mächtige interglaziale Aufschotterung anzeigen.

Sie reichen heute noch in der Nähe des Alpenrandes im Illertal bis mindestens 230 *m*, im Lechtal bis 240 *m*, im Loisachtal bis 80 *m* und im Isartal bis zirka 100 *m* über die heutigen Talböden empor. Am Alpenrand bricht die ehemalige Zuschotterung mit bedeutender Mächtigkeit jeweils unvermittelt ab.

Im Isartal reichen weiter südlich bei Mittenwald die Terrassensedimente wieder bis 230 *m* über den heutigen Isarspiegel.

Die Terrassenschotter müssen vor Einbruch der letzten Großvergletscherung wieder tief zerschnitten worden sein; alles analoge Verhältnisse wie im Inntal.

Im Isartal scheint die Gliederung der Terrassensedimente in die beiden Aufschüttungsphasen wie im Inntal durchführbar zu sein. In den anderen Tälern fehlen die Spuren der ersten Aufschüttungsphase (lokale Schuttkegel)¹⁾. Ob ursprünglich oder nur infolge der wenig erhaltenen Terrassenreste, läßt sich nicht feststellen.

Lakustre Sedimente finden sich in größeren Massen im Isartal, spärlicher im Illertal, während sie in den beiden anderen Tälern fehlen.

Der Zuschotterung vorangegangen ist in allen Gebieten bestimmt eine Großvergletscherung, ebenso folgte ihr nur eine Großvergletscherung nach. Die Terrassensedimente sind analog denjenigen im Inntal ins Interglazial zu stellen.

Die Verschüttungsgebiete des Isar- und Loisachtales haben aller Wahrscheinlichkeit nach über Kaltenbrunn miteinander in Verbindung gestanden, gegen dasjenige des Inntales waren sie durch Gebirgsrücken getrennt.

δ) Die Täler östlich des Inns.

Auch in ihnen finden sich Spuren einer mächtigen Talzuschotterung, obgleich auch diese im Groß-Ache- und Saalachtal fast vollständig beseitigt wurden.

Das Groß-Achetal.

Steigt man von Paß Thurn hinunter, so setzen oberhalb Jochberg Terrassen ein. Jochberg (922 *m*) selbst liegt auf einer solchen. Unterhalb dieses Dorfes beim Schmelzwerk setzen die Terrassen wieder aus, um dann bei Unter-Aurach beidseitig der Ache wieder in Erscheinung zu treten. Sie erreichen in der Gegend von Kitzbühel ihre größte Breite. Mehrfache Aufschlüsse zeigen gutgerundete Schotter und Sande, die teilweise verfestigt sind und sich zu beiden Seiten der Ache den Felsterrassen anlehnen.

Gerölle von Tauerngesteinen sind in den Schottern nur sehr selten eingestreut.

¹⁾ Illertal vielleicht ausgenommen.

Im Liegenden der Schotter finden sich vereinzelt kleinere Grundmoränenreste; so erwähnt Brückner [37] einen solchen im Stollen des Kohlenbergwerks von Kitzbühel, ferner fand der Verfasser ein Grundmoränenvorkommen im Liegenden der Schotter im Graben, der von Seiler in südöstlicher Richtung gegen Punkt 733 hinaufzieht.

Die Terrassensedimente reichen unterhalb Kitzbühel bis in 780 m Höhe, zirka 60 m über den heutigen Achespiegel. Sie werden von gut bearbeiteter Grundmoräne überlagert.

Gut aufgeschlossen finden wir die Schotter oberhalb Kitzbühel am Abfall des Högl sowie unterhalb der Stadt an der Flußschleife beim Wirtshaus Gruber. Sie sind gut verkittet und unterteufen an beiden Stellen das heutige Bachbett.

Am Abfall des Högl weisen die Terrassensedimente eine bemerkenswerte unregelmäßige Lagerung auf. Während in den südlichen Auf-

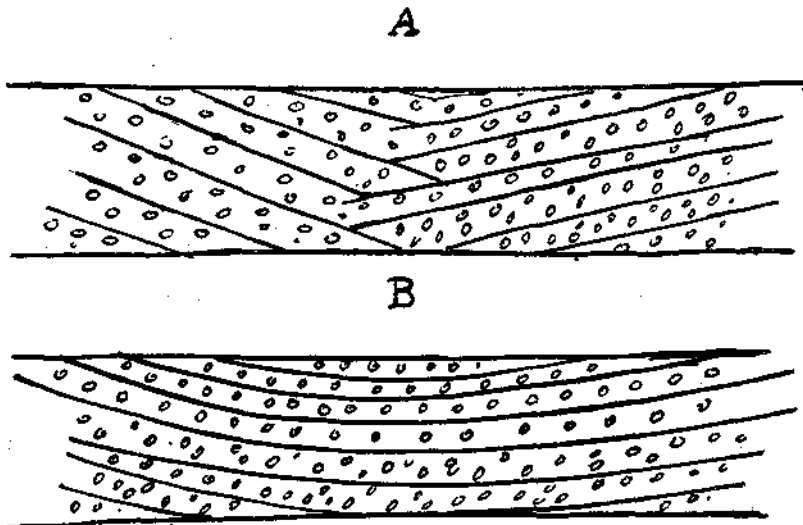


Fig. 29.

schließen die Schotterlagen horizontal bis schwach (5°) talauswärts geneigt sind, beginnt zwischen dem zweiten und dritten Starkstromleitungsmast (dieselben sind vom Elektrizitätswerk her gezählt) ein stärkeres Nordwärtsfallen, das beim zweiten Mast bis 15° beträgt. Weiter nördlich beim ersten Mast fallen nun die Schichten 15° gegen S. Der Fallwinkel nimmt gegen N rasch an Größe ab und beträgt z. B. beim Elektrizitätswerk nur noch 10° , noch weiter nördlich wird er gleich Null, d. h. die Schotter lagern wieder horizontal.

Die Terrassensedimente weisen hier muldenförmige Lagerung auf.

Die Lagerung ließe sich bei flüchtiger Betrachtung dahin deuten, daß wir hier die beiden, sich zugekehrten Seiten zweier Schuttkegel vor uns haben. In diesem Falle müßte aber an den Berührungsstellen derselben ein teilweises Ineinandergreifen der einzelnen Schotterbänke sichtbar sein (Fig. 29.A). Wir sehen aber im Gegenteil die Schotterbänke schön

regelmäßig durchziehen (Fig. 29 B). Diese Lagerungsform läßt sich m. E. durch eine schwache Einbiegung (Mulde) der Schotter erklären. Daß in dieser Gegend seit Ablagerung der Schotter noch kleinere tektonische Störungen stattgefunden haben, zeigt deutlich eine saiger stehende Verwerfung mit zirka 30 cm Sprunghöhe, welche die Schotter hinterhalb des Hauses des Fleischhauers Max Oberlindober beim Elektrizitätswerk durchsetzt (Fig. 30).

Von Oberndorf an bis ins Becken von Kössen fehlen dem Achetal die Terrassensedimente fast gänzlich. Nur zwei kleine Vorkommnisse

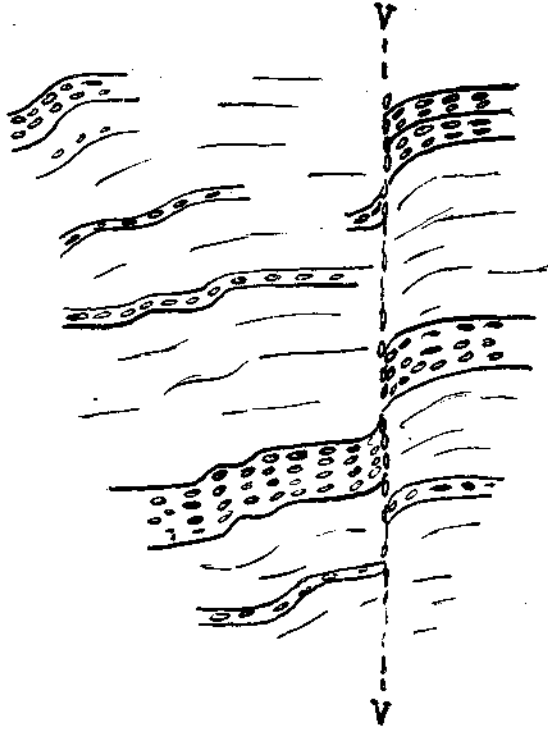


Fig. 30. Teilansicht des Aufschlusses hinterhalb des Hauses Oberlindobers bei Kitzbühel.

sind bis jetzt bekannt geworden: bei Apfeldorf oberhalb St. Johann und zirka 1 km unterhalb von Einfangalpe, beide am östlichen Acheufer. Während das letztere Vorkommen aus gewöhnlichen Talgeröllen besteht und sich vom heutigen Flußbett an bis in zirka 650 m Höhe hinaufzieht, findet sich das Vorkommen von Apfeldorf in einem kleinen von SSO her einmündenden Seitengraben in 710—760 m Höhe. Die Zusammensetzung ist äußerst mannigfaltig. Zu unterm lagern stark konglomerierte Schotter, dann sandiger Lehm, der nach oben in dunkelgrauen, stark glimmerigen Ton übergeht. Letzterer ist vollkommen ungebändert und über 5 m mächtig. In ihm finden sich drei Lignitflöze, wovon das unterste 60 cm, das mittlere 45 cm und das oberste zirka 10 cm Mächtigkeit aufweist. Sie werden jeweils durch Tonlagen voneinander getrennt, in denen

Kohlenschmitzen und schmale Kiesbänder und Fransen eingeschaltet sind. Über den Tonen lagern lose, stark sandige Schotter. Diese Ablagerungen lassen sich vom Wege Apfelfeld gegen Kapelle 790 m zirka 40 m tobeltwärts verfolgen. Die Lignite und mit ihnen auch wohl die Tone und Schotter lassen sich noch 300—400 m weit am Gehänge gegen St. Johann hin nachweisen. Die Schichtung fällt schwach (zirka 5°) gegen N.

Eine Beziehung zu Moränen läßt sich bei beiden Vorkommnissen nicht feststellen, doch glaube ich trotzdem, sie ihrer Lagerung und Beschaffenheit nach den Terrassensedimenten zustellen zu dürfen.

Im Becken von Kössen erreichen wieder alte fluviatile Ablagerungen größere Ausdehnung. Im Weißloftal findet sich zirka $\frac{1}{2}$ km von der Grenze am nördlichen Straßenbord über angeschliffenem Fels gut bearbeitete Grundmoräne. Über derselben lagern Schotter, die ihrerseits wieder von Grundmoräne überlagert werden. Wir haben hier das typische Profil der Terrassensedimente vor uns. Die Schotter setzen sich in die Terrasse von Lofer fort, wo sie bis gegen 700 m Höhe emporreichen. Sie sind horizontal gelagert und wechseln stark im Grad ihrer Verkittung.



Fig. 31. Profil durch die niedere Terrasse im Kössener Becken.

1 = Tertiär, 2 = gut verkittete, horizontal gelagerte Schotter (Kalk, Diabas, Buntsandstein, Dolomit, kristalline Gerölle fehlen), 3 = Innthaler Grundmoräne.

Oberbergrat Ampferer hatte die Freundlichkeit, mich auf einen hochgelegenen Schotterrest im Tal gegen Kapellalpe westlich von Kössen aufmerksam zu machen. Es lagern hier zwischen 740 und 860 m Höhe horizontal geschichtete Schotter mit Sandlagen. Überdeckt werden sie von mächtigen Grundmoränenmassen. Vorausgesetzt, daß diese Schotter nicht erst durch tektonische Bewegungen in diese Höhe gelangt sind, hätten wir im Becken von Kössen Spuren einer bis 270 m mächtigen Talzuschotterung.

Rings um das Becken von Kössen zieht sich eine scharf geschnittene Terrasse von zirka 25—30 m Höhe. Brückner [37, S. 89] deutet dieselbe als postglazial. Neuerdings befaßte sich eingehender Ampferer mit diesen Ablagerungen [28, S. 138 ff.].

Nach seiner Auffassung werden die niederen Terrassen nicht mehr von Moräne überlagert, sondern sind den mächtigen Massen derselben vorgelagert. Sie stellen nach ihm mächtige postglaziale Schuttkegel dar.

Die Aufschlüsse bei Hütte z. B. sprechen für die Annahme Ampferers. Hier sehen wir lose, stark sandige Schotter von sehr unregelmäßiger Korngröße und mit sehr groben Blöcken die niedere Terrasse aufbauen. Sie zeigen schwache, in Richtung der Weißlofer fallende Schichtung. Diese Schotter sind aber grundverschieden von denen bei Weidach. Die letzteren gleichen vollkommen den interglazialen Schottern von Lofer. Es sei hier an dieser Stelle das von mir im Sommer 1925 beobachtete Profil von Weidach gegen Bichlach dargestellt (Fig. 31).

Es ist nun bei dem schlecht aufgeschlossenen Gelände schwer zu sagen, ob wir hier wirklich Reste von Interglazialschottern oder nur lokal verkittete Schotter der postglazialen Schuttkegel vor uns haben. Die sehr seltene Beimengung von zentralalpinen Geröllen und das Vorherrschen von Groß-Achgeröllen spricht eher für interglaziales Alter, da angenommen werden muß, daß in den postglazialen Schuttkegeln, die nach Ampferer vor allem aus dem Material der Hangendmoräne gebildet wurden, normalerweise zentralalpines Material ziemlich vorherrschend sein müßte.

Die Armut an zentralalpinen Geröllen in den interglazialen Schottern ist naturgemäß nur an die unteren Lagen dieser Ablagerungen gebunden, d. h. nur so lange vorhanden, als noch nicht die Inntalverschüttung über Walchsee ins Becken von Kössen eindrang. Dies erklärt den Reichtum zentralalpiner Gerölle in den hochgelegenen Schottern im Kapellalgraben.

Die Aufschotterung der Großache stand über Walchsee, Going, Ellmau und Kirehberg mit derjenigen des Inntals in Verbindung. In allen drei Verbindungstälern werden die Wasserscheiden heute noch von nicht unbedeutenden Schottermassen überschritten.

Entlang des Goinger Baches lassen sich die alten Acheschotter, wenn auch nur in unzusammenhängenden Resten, bis Ellmau verfolgen, wo uns dann gegen 100 m mächtig die Innschotter entgegentreten (siehe S. 423). Ebenso stehen die Schotter von Kitzbühel durch diejenigen von Kirchberg, Bockern, Brixen i. T., die jeweils bis 900 m Höhe emporreichen, mit denjenigen des Brixentals und daher auch des Inntals in Verbindung. Die Schotter im Groß-Achetal gehören somit einwandfrei dem Interglazial an, was auch die drei Interglazialprofile bestätigen. Mächtige Schottermassen umlagerten zur Interglazialzeit sowohl das Gebiet der Hohen Salve als auch dasjenige des Kaisergebirges.

Während die Terrassensedimente heute im Erosionsbereich des Inns meist bis kurz über die Wasserscheide hinaus noch in ausgedehnten mehr oder weniger zusammenhängenden Massen erhalten geblieben sind, wurden sie im Gebiete der Großache bis auf kleine unbedeutende Reste beseitigt. Verschieden war seit ihrer Ablagerung die Arbeitsleistung der Erosion in beiden Talgebieten.

In den von O her zur Ache mündenden Tälern lagern ebenfalls Reste dieser interglazialen Zuschotterung.

Im Tal der Pillersee-Ache finden sich in der Gegend von Fieberbrunn konglomerierte Schotter im Liegenden der dortigen Moränen. Sie wurden bereits von Brückner erwähnt, der ihre Mächtigkeit mit zirka 10 m angab. Die Untersuchungen von Rinaldini [73] ergaben eine Schottermächtigkeit von zirka 20 m. Im Sommer 1927 fand der Verfasser oberhalb Fieberbrunn nördlich von Walcher gut konglomerierte Schotter, die von zirka 800—860 m Höhe reichen (Ism 136·5—136·7 der B. B.). Sie weisen horizontale Lagerung auf und gehören ins Liegende der dortigen ausgedehnten Moränendecken. Die Schotter bilden nur noch eine schmale Anlagerung an die Buntsandsteinterrassen und haben heute noch eine Mächtigkeit von etwa 60 m. Das westlichste Schottervorkommen findet sich südlich Stockau direkt an

der Straße anstehend. Die gut verfestigten Schotter werden in zirka 760 m Höhe von Grundmoräne überlagert.

Nach Brückner senken sich die Schotter im Pillerseetal gegen W. Wir sahen aber in der Nähe der Talmündung bis Apfeldorf, daß dort die Reste der Zuschotterung bis 760 m Höhe reichen, und sicherlich nur noch einen stark erodierten Rest derselben darstellen. Nach meiner Ansicht bezieht sich das Westwärtsfallen nicht auf die ehemalige Schotteroberkante, sondern nur auf diejenige der heutigen Terrasse. Diese ist aber erst später in die Terrassensedimente eingeschnitten worden. Die von Brückner beobachtete mehrfache Beimengung von Gneis und Serpenterollen in den Schottern des Pillerseetales zeigt uns, daß dieses Tal von der Zuschotterung von einer Großvergletscherung heimgesucht wurde. Es sind keine Gründe vorhanden die Schotter deswegen mit Brückner als fluvioglaziale Ablagerungen eines in der Gegend von Hochfilzen endenden Salzachgletschers aufzufassen. Auf der Hochfläche von Pfaffenschwand—Hochfilzen finden sich nirgends Spuren von Endmoränenwällen. Sie wird nur von mächtigen Grundmoränenmassen bedeckt.

Ampferer [24] verdanken wir den Nachweis, daß eine gewaltige Zuschotterung auch das Seitental von Erpfendorf nach Waidring erfüllte, ins Innere Strubtal eindrang und aller Wahrscheinlichkeit nach über St. Jakob im Hause mit derjenigen von Fieberbrunn in Verbindung stand.

Im Tal Erpfendorf—Waidring finden sich zwei verschieden hohe Schotterterrassen. Wir haben es hier mit einer älteren, bis über 900 m Höhe reichenden Talzuschotterung zu tun, in welche eine niedrigere, nur bis zirka 800 m Höhe reichende Verschüttung eingeschaltet ist. Während die Schotter der ersteren eine sehr bunte Zusammensetzung zeigen, weisen diejenigen der letzteren nur lokale Gerölle auf. Die ältere Aufschüttung ist beiderseits der Mündung des Inneren Strubtales bei Waidring sowie bei derjenigen des Moratales erhalten geblieben. Ihre Schotter sind teilweise zu Konglomeraten verkittet. Die Terrassenreste zeigen keine ebene Oberfläche mehr, sondern sind tief zerschnitten und abgerundet. Eine Überlagerung durch Grundmoräne konnte nicht festgestellt werden, wohl aber eine Anhäufung großer erratischer Blöcke auf der Oberfläche. Die ältere Talzuschotterung ist somit noch von einer Großvergletscherung überfahren worden.

Die jüngere Verschüttung ist wohl eingeebnet und wird von den Bacheinschnitten scharfkantig abgegrenzt. Wie man am Eingang ins Moratal sowie nördlich der Brücke 734 ersehen kann, besteht diese Terrasse aus gut gerundeten, horizontal gelagerten Schottern. Sie weisen starke Sandbeimengung auf, und im Moratal finden sich gebänderte Tone in Wechsellagerung mit losen Schottern und Sanden. Grundmoräne lagert nirgends auf dieser Terrasse, die zirka $1\frac{1}{2}$ km hinterhalb Erpfendorf beginnt, gegen O immer niedriger wird und schließlich unter den Moränenmassen der Waidringer Hochfläche zu verschwinden scheint, in Wirklichkeit aber an ihnen absetzt (Fig. 32). Ob wir es hier mit einer zur Postglazialzeit ¹⁾ in die Terrassensedimente ein-

¹⁾ Vielleicht zur Zeit des Spätglazials.

geschnittenen Terrasse oder einer erst zu dieser Zeit aufgeschütteten Ablagerung zu tun haben, ist schwer zu entscheiden. Die verschiedene Beschaffenheit der Schotter deutet eher auf die letztere Annahme.

Nach Leyden [54] haben wir bei Waidring einen ins Strubtal eingesenkten Moränenwall vor uns, welcher die Wasserscheide zwischen dem

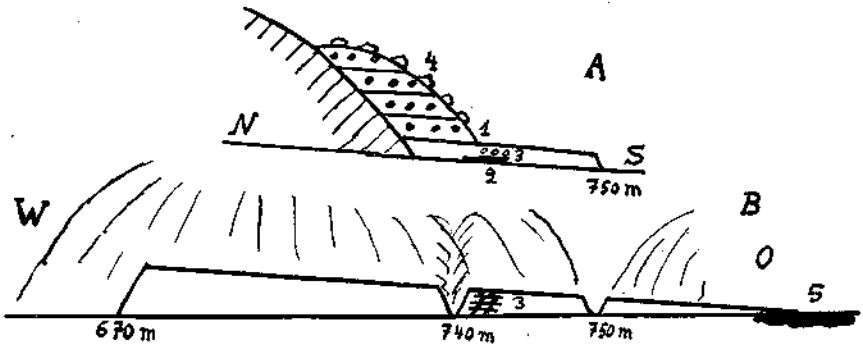


Fig. 32. Die Terrassen von Erpfendorf-Waidring. A = Profil entlang des Moratales, B = Ansicht der niederen Terrasse.

1 = alte bunte Schotter (Nagelfluh?), 2 = Bändertone, 3 = lose Lokalschotter, 4 = erratische Blöcke, 5 = Hangendmoräne.

Gebiet der Saalach und der Groß-Ache bildet. Dieser Wall soll sich gegen W in steil ansteigenden schönen Ufermoränen fortsetzen (Waidring 775 m, Reiterberg 920 m). Hinter diesem ausgesprochenen äußeren Wall folgt nach ihm eine etwas ausgewaschene, teilweise fast terrassierte Moränenlandschaft, welche keine eigentlichen Wälle mehr unterscheiden läßt und



Fig. 33. Typus eines alpinen Zungenbeckens (nach Penck).

1 = Grundgebirge, 2 = Moräne, 3 = fluvioglaziale Schotter.

plötzlich gegen die Weitung von Erpfendorf abbricht. Ganz eindeutig bildet dieselbe das Zungenbecken zu den Waidringer Endmoränen.

Es besteht kein Zweifel, daß Leyden mit dem äußeren ansteigenden Moränenwall die älteren konglomerierten Schotterreste Ampferers meint, und ebenso mit den inneren, fast terrassierten Moränen die scharf terrassierten jüngeren Schotter. Es geht nicht an, Schuttmassen, die aus gut gerollten und gut geschichteten Komponenten aufgebaut werden, in denen gebänderte Tone und Sande lagenweise eingebettet sind, als Moränen zu bezeichnen. Auch steht die Form der niederen Terrassen in scharfem Widerspruch mit der Zungenbeckendeutung Leydens (vgl. Fig. 32 und 33). Die ein Zungenbecken umgebenden Grundmoränen werden von demselben gegen den Außenrand hin ansteigen müssen (Fig. 33),

nicht aber mit mehr oder weniger horizontaler Oberfläche gegen das Innere des Beckens hinstreichen und dann scharf abbrechen. Ein Zungenbecken mit Endmoränenlandschaft bei Erpfendorf—Waidring im Sinne Leydens zeigt sich nicht an.

Zwischen Waidring und Pillersee durchbricht die Hasel-Ache in den „Öfen“ einen Felsriegel aus Hauptdolomit, während östlich und westlich davon alte verschüttete Talfurchen liegen. Dieselben werden in den unteren Partien von einem Konglomerat ausgefüllt, das von bunten, sehr kleinen Geröllen gebildet wird. Darüber folgen gröbere, lose Schotter, die ihrerseits auf der Höhe von Rechersau von Grundmoräne überlagert werden. Die letztere zieht sich nordwärts bis ganz in die Schucht des Weißenbaches hinunter. Die Schotter wurden nach ihrer Ablagerung und vor Eintritt der letzten Großvergletscherung tief erodiert.

Die Aufschüttung reicht hier von 800—1000 *m* Höhe.

Als Fortsetzung dieser Verschüttung sind die Schotter zwischen Schwent und Flecken zu betrachten, die hier bis 900 *m* Höhe reichende Hügel aufbauen. Nach mündlicher Mitteilung von Oberbergrat Ampferer finden sich noch kleinere Schotterreste gegenüber dem Wiesensee (928 *m*) und bei Warming (952 *m*).

Wir sehen, daß auch das Kirchbergmassiv analog demjenigen der Hohen Salve und des Kaisergebirges ganz von einer Zuschotterung umflossen wurde.

Ihrer gewaltigen Höhenlage nach müssen die Schotter von Waidring durch den Paß Strub ins Becken von Lofer hinübergereicht haben. Den Paß Grießen hingegen scheinen die Schotter nicht überwältigt zu haben, was mit den Verhältnissen im oberen Saalachtal übereinstimmt.

Angesichts der großen Höhenlage der Schotter um Waidring drängt sich die Frage auf, ob wir hier Reste der interglazialen Talzuschotterung oder eventuell Reste einer früheren Verschüttung vor uns haben, die vielleicht mit den „Nagelfluh“-Resten im Imntal zu parallelisieren sind. Diese Erwägung gilt auch für die Schotter unterhalb der Kapellalpe im Kössener Becken. Darauf soll in der Zusammenfassung näher eingegangen werden.

Das Saalachtal.

Noch spärlicher als im Groß-Achetal treten uns die Reste der Terrassensedimente im Saalachtal entgegen.

Durch die breite Talweitung von Zell am See—Saalfelden steht das Saalachtal mit demjenigen der Salzach in Verbindung. Nur ganz unbedeutende lose Schuttmassen bilden die Wasserscheide. Das ganze macht den Eindruck eines im eigenen Schutt versunkenen Talstückes. Breitsohlig münden die Nebentäler (Leogang- und Urschlaubachtal) ins Haupttal. Es fehlen die Terrassen an den Seitengehängen, unzerschnitten und breit auslaufend treten uns die Schuttkegel der Seitenbäche entgegen.

Von Zell am See bis Stoiß unterhalb Saalfelden finden sich nirgends über der Talsohle Reste aller Schotter, weder im Haupttal noch in den Nebentälern.

Im Leogangtal beginnen kurz vor Leogang kleinere Terrassen, die von Buntsandstein aufgebaut werden. Schotter beteiligen sich meines Wissens nicht an ihrem Aufbau.

Von Stoß an saalachabwärts finden sich allerdings nur sehr vereinzelt kleinere Reste einer alten Talverschüttung. Am linken Flußufer bei Stoß lagern Schotter, die zentralalpine Gerölle führen, horizontale Schichtung aufweisen und sich bis 40 m über die heutige Talsohle erheben. Sie reichen bis 740 m Höhe.

Weiter nordwärts bis in die Gegend von Unken fehlen dem Haupttal jegliche Schotterreste. Kümmerliche Schottervorkommen an geschützten, vom Haupttal abgelegenen Stellen im Weißbach- und Schoberweißbachtal zeugen von einem Aufstau der Nebentäler und einer damit verbundenen Aufschotterung.

Es lagert im Weißbachtal an der Seisenbergklamm in zirka 730 m Höhe ein unbedeutender, etwa 10 m mächtiger Rest eines Konglomerats. Die Gerölle weisen nur schlechte Rundung auf und bestehen zum

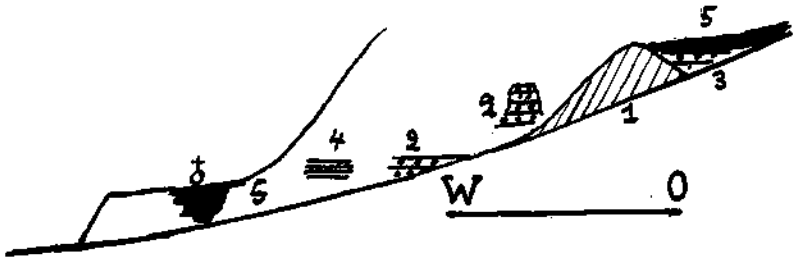


Fig. 34. Profil entlang der Mayrbergklamm.

1 = Grundgebirge, 2 = verkittete Schotter mit sehr selten Kristallin, 3 = verkalkte reine Talschotter, 4 = Bändertone, 5 = Hangendmoräne.

größten Teil aus den ortsnahen Dachstein- und Liaskalken. Zentralalpines Material fehlt. Die mit 5—10° talauswärts geneigten Bänke werden unzweifelhaft von Salzachgrundmoräne überlagert.

Größere Ausdehnung weisen die alten Schotter im Schoberweißbachtal an der Mayrbergklamm auf. Steigt man von Seelau den Weg zur Klamm hinauf, so trifft man die in Fig. 34 dargestellten Verhältnisse.

Wir haben hier eine von 630 bis 670 m reichende, also mindestens 40 m mächtige Talzuschotterung vor uns, die, wie aus dem Material der Gerölle ersichtlich ist, vom Seitental her erfolgte. Daß es bei dieser Verschüttung auch zur Seebildung in toten Winkeln kam, zeigen die über 20 m mächtigen Tone und Sande in zirka 630 m Höhe.

Die Schotter gehören zweifellos ins Liegende der dortigen Moränendecke. Vor Ablagerung derselben mußten die Schotter vor allem im Haupttal zum größten Teil wieder beseitigt worden sein. Die beiden in den Schottern gefundenen Tauerngerölle lassen auf eine der Zuschotterung vorangegangene Großvergletscherung schließen.

Die horizontale Lagerung der Konglomerate im Schoberweißbachtal läßt nicht auf einen Schuttkegelrest schließen, wie es an der

Seisenbergklamm der Fall ist. Ich möchte mit Hahn [43, S. 26] annehmen, daß die beiden Schotterreste (Seisenbergklamm, Mayrbergklamm) einer größeren Talverschüttungsperiode angehören. Während aber das Vorkommen an der Seisenbergklamm infolge seiner Schuttkegelstruktur nicht zur Bestimmung der ehemaligen Aufschüttungshöhe im Haupttal geeignet ist, glaube ich nach dem Vorkommen im Schoberweißbach auf eine Zuschotterung im Saalachtal unterhalb Lofer bis in eine Höhe von mindestens zirka 670 *m* schließen zu können.

Hiemit stimmt auch die Höhenlage der alten Schotterreste im Becken von Unken überein [Gillitzer 41, Hahn 49]. Wir finden hier drei beschränkte Schotterreste, die mehr oder weniger stark verkittet sind. Sie setzen sich vorherrschend aus Kalkgeröllen zusammen, doch fehlen zentralalpine keineswegs und sind den ganzen Konglomeraten beigestreut. Das tiefste Schottervorkommen liegt im Bereich der Unkenener Kirchterrasse in zirka 565 *m* Höhe. Die Schotter östlich der Saalach zwischen Oberrain und Mörtl steigen von 580 bis 660 *m* Höhe an. Im letzteren Vorkommen weisen die Schichtenbänke unregelmäßige, wechselnde, oft beträchtliche Neigung auf. Ich möchte diese Lagerungsstörungen mit Hahn [42, S. 399] als nachträglich durch Einsinken des Untergrundes entstanden denken. Die Schotterreste gehören ins Liegende der Grundmoränendecke der letzten Großvergletscherung.

Kraus [50] fand am Südwestabfall des Rabensteinhorns Konglomeratbänke, die starke Analogien mit denjenigen bei Unken aufweisen. Sie liegen 120—150 *m* über dem Saalachspiegel und reichen demnach bis in 650 *m* Höhe.


Auf die Schotter von Reichenhall soll hier nicht eingegangen werden, da dieselben schon zum Salzburger Becken gehören. Hier muß zuerst die Frage, ob wir es wirklich mit einem Einbruchsbecken zu tun haben, gelöst sein.

Das Salzachtal.

Im Salzachtal treten uns die Terrassensedimente wieder in ausgedehnteren und zusammenhängenderen Massen entgegen. Eingehend wurden dieselben vom Verfasser in Lit. [82] behandelt, auf die betreffs Einzelheiten verwiesen sei.

Verfolgt man das Salzachtal nach abwärts, so stößt man nach einem kurzen, zirka 11 *km* langen, typischen Oberlaufstück nach der Vereinigung mit dem Krimmler Tal auf das Pinzgau mit deutlichem Mittelaufcharakter. Die Salzach mäandriert auf einem 1—1½ *km* breiten ebenen Talboden, der bei Kaprun sogar eine Breite von 2 *km* aufweist. Bei Bruck verläßt die Salzach den breiten Talboden des Pinzgaus, der seinerseits gegen N zum Saalachtal umbiegt (Talweitung Zell am See—Saalfelden). Bis heute sind in diesem Gebiet keine Reste der Terrassensedimente bekannt geworden. Die der letzten Vereisung zugehörige Grundmoränendecke läßt sich bis zum heutigen Talboden hinab verfolgen. Breitsohlig und eben münden das Stubach-, Kapruner- und Fuschertal ins Haupttal ein. Der breite, ebene Talboden setzt in diesen Seitentälern nach kürzerer oder längerer Erstreckung an einer Steilstufe ab. Das Pinzgau macht den Eindruck eines in seinem eigenen

Schutt ertrunkenen Tales, wobei die Zuschotterung auch in die vordersten Partien der Seitentäler eindrang. Die Salzach befindet sich im Gebiet des Pinzgaus im Stadium einer Akkumulation.

Von Hasenbach an beginnt ein typisches Einschneiden der Salzach. Das Tal, das bis jetzt -förmigen Querschnitt besaß, tritt uns von der Station Taxenbach an als Schlucht entgegen.

Mit Beginn des Schluchtcharakters treffen wir auch an den Talgehängen auf ältere fluviatile Ablagerungen über dem heutigen Salzachspiegel. Es findet sich am rechten Schluchtabfall, südlich von Taxenbach, ein kleinerer Rest gut verkitteter Salzachsotter in zirka 720 m Höhe. Sie gehören ins Liegende der dortigen Moränen und reichen zirka 30 m über den heutigen Flußspiegel. Die Salzachschlucht zwischen Station Taxenbach und Rauris-Kitzloch kann demnach nicht im Sinne Singers als postglaziales epigenetisches Talstück gedeutet werden.

Nach der Einmündung der Rauriser Ache streben die Talgehänge steil bis in 1000 m Höhe empor. In dieser Höhe schaltet sich zwischen

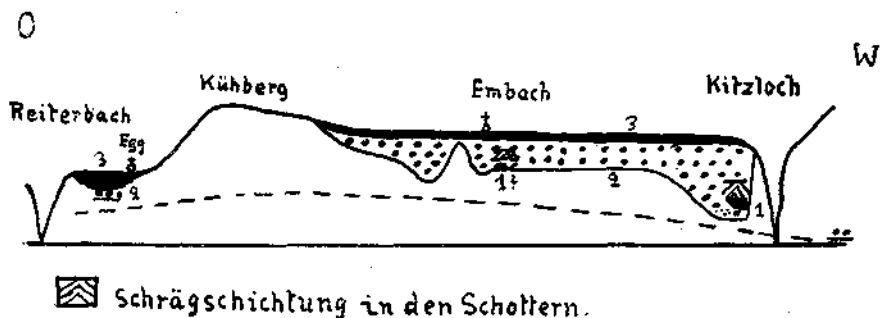


Fig. 35. Ansicht der Embacher Hochfläche.

1 = Liegendmoräne, 2 = Schotter, 3 = Hangendmoräne. Die unterbrochene Linie gibt den mutmaßlichen Verlauf des interglazialen Talbodens wieder.

der Salzach und den südlichen Bergketten die Hochfläche von Embach ein, an deren Abfall die Terrassensedimente in bedeutender Mächtigkeit entblößt sind. Sie lassen sich von 780 bis 1000 m Höhe verfolgen. Gegen O steigt sowohl die Unter- als auch die Oberkante der Schotter an, erstere in größerem Winkel, so daß die Schotter gegen O am Kühberg zwischen dem Grundgebirge und der Hangendmoränenendecke auskeilen (Fig. 35).

Im Graben, der von Punkt 1012 in nordwestlicher Richtung gegen das Elektrizitätswerk hinabzieht, werden die Terrassensedimente von einem graublauen Lehm unterlagert, der in seinen unteren Partien zahlreiche gekritzte und polierte Geschiebe enthält. Diese Ablagerung deutete ich als umgeschwemmte Grundmoräne. Ähnliche Tone, aber ohne Geschiebe, finden sich im westlichen Arm des östlichen Pfarrwaldgrabens.

Innerhalb der Schotterserie lassen sich verschiedene Diskordanzen feststellen, die durch verschiedene Schrägschichtungen angezeigt sind. So fallen im Elektrizitätswerkgraben die unteren Schotterpartien zirka

20° gegen SO, also hangwärts. Die mittleren Partien hingegen weisen eine Schichtung, die 15—20° gegen NO geneigt ist, auf, während die obersten Schotterlagen horizontale Lagerung besitzen [Fig. 2 A in Lit. 82]. Im östlichen Pfarrwaldgraben finden sich unter horizontal gelagerten Schottern solche mit 20° gegen N geneigten Schichtflächen. Tone, die sich jeweils im Liegenden dieser unregelmäßig geschichteten Schotter finden, scheinen darauf schließen zu lassen, daß diese Schrägschichtungen in stehendem Wasserbecken erfolgten. Diese Gewässer besaßen nur beschränkte Ausdehnung, wie die horizontal gelagerten Schotter beiderseitig der gestörten in gleicher Höhe anzeigen (Fig. 35). Es handelt sich um Seen, gebildet bei der Flußaufschotterung in toten Winkeln derselben.

Die teils sandigen Schotter weisen stark wechselnde Ver kittung auf. Sie werden von mächtigen Grundmoränenmassen diskordant überlagert.

Auf der rechten Seite des Rauristales lassen sich die Schotter bis zur Sägerei Süllenwald (910 m) hin verfolgen.

Die Terrassensedimente lagern nicht nur am Abfall der Hochfläche, sondern auch auf letzterer selbst, wie an der Fahrstraße Lend—Embach ersichtlich ist. Hier treten unter der Grundmoräne in zirka 940 m Höhe ungleichmäßig verkittete Salzachsotter zutage. Am Nordabfall der Hochfläche findet sich ein Schotterausbiß in 810—820 m Höhe südlich von Punkt 735. Die Moräne streicht diskordant über demselben bis auf 800 m hinab.

Im Reiter- und Teufenbach lagern Reste einer, in der Hauptsache aus Talgesteinen bestehenden Zuschotterung. Sie reichen von 820 bis 860 m Höhe und scheinen eine alte, die beiden Täler verbindende Rinne zu erfüllen. In beiden Tälern werden die Schotter von der Hangendmoräne diskordant abgeschnitten. Im Teufenbach erwähnt Penck [69] auch im Liegenden der Schotter Moräne. Es handelt sich aber nicht um eine solche, sondern um reine Lokalschotter, denen zahlreiche gekritzte Geschiebe aus der heute nicht mehr vorhandenen Liegendmoräne eingeschwemmt wurden.

Als Fortsetzung der Embacher Terrasse ist das „Zwischengebirge“ von Goldegg-St. Veit zu deuten. Auch auf dessen Hochfläche finden sich, allerdings nur ganz vereinzelt, Reste fluviatiler Ablagerungen. So lagert nordöstlich vom Scheiblingsee in zirka 850 m Höhe ein kleines Vorkommen gut verkitteter, horizontal gelagerter Schotter. Am Westende des Sees sind dieselben nur ganz schwach verkittet, lagenweise sogar ganz lose. Es finden sich in ihnen neben den gewöhnlichen Salzachgeröllen auch solche aus dem Dientale (Werfener Schiefer). Eine Beziehung zu Moränen ist nicht feststellbar. Auf ein weiteres Vorkommen stoßen wir östlich vom Goldegger See in zirka 820 bis 830 m Höhe. Die unteren Bänke fallen mit 25 bis 30° gegen OSO, die oberen hingegen mit 10 bis 15° gegen WNW. Die beiden Partien sind durch eine deutliche Diskordanz voneinander getrennt, auch weisen die unteren Schotterlager durchwegs ein feineres Korn auf als die darüber liegenden. Die Hangendmoräne zieht diskordant über das Vorkommen hinab. Ein weiterer kleiner Schotter-

ausbiß liegt östlich von Schloß Schernberg in zirka 700 m Höhe. Er besteht aus schwach verkitteten, horizontal gelagerten Salzschottern, die weiter hangwärts von Moräne überlagert zu werden scheinen.

Wir finden auch auf der Höhe des Goldegger Mittelgebirges alte Schotterreste, von denen mit Bestimmtheit derjenige von Goldegg unter die Moränendecke der letzten Großvergletscherung zu liegen kommt. Wer das unaufgeschlossene Gelände des Mittelgebirges kennt, der begreift die Kleinheit und Spärlichkeit der Schotterausbisse. Sicherlich nehmen unter der ausgedehnten Moränendecke die Schotter größere Ausdehnung ein.

Weiter östlich bei St. Veit lassen sich die Terrassensedimente noch bis 660 m Höhe hinauf verfolgen, wo sie von Grundmoräne überlagert werden. Sie fallen hier unregelmäßig salzachauswärts.

2 $\frac{1}{2}$ bis 3 km westlich von Schwarzach lagern nahe über dem heutigen Flußspiegel z. T. lose, z. T. verfestigte Schotter, die unregelmäßige Lagerung aufweisen und sich mit einzelnen Unterbrechungen bis nach Schwarzach hin verfolgen lassen. Sie erstrecken sich von 600 bis 630 m Höhe. Eine unmittelbare Beziehung zu Moränen konnte nirgends festgestellt werden, doch muß aus den Lagerungsverhältnissen geschlossen werden, daß die Schotterreste ins Liegende der Grundmoränendecke der letzten Großvergletscherung gehören.

Wir haben bei Goldegg Spuren einer gegen 250 m mächtigen Zuschotterung vor uns.

Von Schwarzach an weitet sich das Tal zum Pongaubecken. Die Felsgehänge treten zurück und lassen einem bis 1 km breiten Talboden Raum. In diesem Gebiet unterteufen jeweils die Terrassensedimente den heutigen Talboden; hier müssen wir eine Untertiefung des Salzachtales annehmen, die sich bis zur Fritztaler Mündung hin erstreckt.

Die Terrassensedimente erreichen im Pongau wieder ganz beträchtliche Ausdehnung und Mächtigkeit, die an die Verhältnisse im Inntal erinnern. Fast ausschließlich sind die alten Schotter an der östlichen Talflanke erhalten geblieben, wobei sie beidseitig der Wagrainmündung wieder terrassenbildend auftreten, während sie bei der Buchbergterrasse östlich von Bischofshofen nur einen mehr oder weniger dünnen Flankenüberzug bilden. Die Schotter reichen an beiden Stellen vom Talboden bis in 700 m Höhe. Sie werden diskordant von Grundmoräne überlagert, die schräg über die Schotter bis in 600 m Höhe hinabzieht.

Sande treten im Aufbau der Terrassensedimente hier stark zurück. Im allgemeinen nimmt der Sandgehalt von unten nach oben ab, ebenso auch die Stärke der Verkittung. Die Lagerung ist meist horizontal.

An der Mündung des Groß-Arl sowie des Wagraintales finden sich wieder Reste von mächtigen, aus dem Seitental ins Haupttal hineinragenden Schuttkegeln. So finden wir vor der Liechtensteinklamm am linken Bachufer in zirka 640 bis 670 m Höhe gut konglomerierte Schotter, die mit 25 bis 30° gegen N fallen. Sie werden von Moräne sowohl über- als auch unterlagert. Ebenso weisen die mit 15 bis 30° gegen NW schräg über den heutigen Wagrainsbach fallenden Schotter des Wagrainschuttkegels sowohl im Liegenden als auch im Hangenden Moränen auf. Der Wagrainschuttkegel reicht bis zirka 690 m Höhe, wo

er von horizontal geschichteten Salzschottern diskordant überlagert wird. Hier ist auch wie im Vomperloch ersichtlich, daß vor Ablagerung der Terrassenschotter der Schuttkegel sehr stark zerschnitten wurde, wie aus horizontal lagernden Schottern in 580 m Höhe, unmittelbar neben der heute steil abfallenden Wand des Schuttkegels, ersichtlich ist (Fig. 36).

Nach Brückner und Penck haben wir hier wieder Deltas vor uns, die in einen See von mindestens 700 m Spiegelhöhe hineingeschüttet wurden.

Wir finden im Pongau analoge Verhältnisse wie im Inntal, wo wir die schrägeschütteten Schotter als Reste steilgeschütteter Schuttkegel gedeutet haben. Nehmen wir diese Entstehungsweise auch für diejenigen des Pongaus an, so wird auch das vollständige Fehlen von Bänder-tonen im Salzachtal erklärlich, die wir aber bei Annahme eines so tiefen Sees normalerweise erwarten müßten.

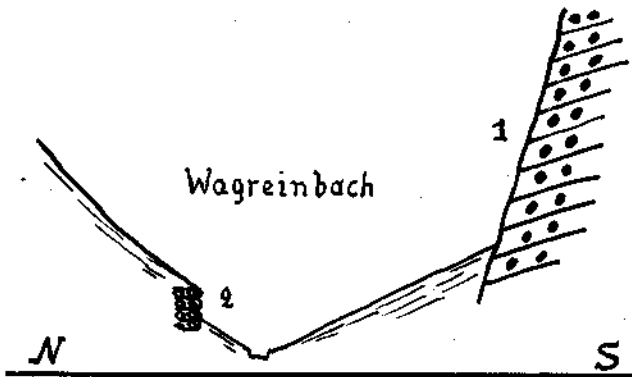


Fig. 36. Profil durch das Wagraintal unmittelbar vor der Mündung.
1 = Schotter des Schuttkegels, 2 = horizontal gelagerte Salzschotter.

An zwei Stellen finden sich unter den horizontal geschichteten Terrassenschottern ebenfalls Reste von Liegendmoräne, so am Abfall der Terrasse von Weiding (zwischen Schwarzach und Liechtensteinklamm) und nordöstlich von Bischofshofen.

Die Schotter erstrecken sich mit bedeutender Mächtigkeit auch noch nordwärts der Fritzalmündung gegen Werfen. Sie reichen östlich von Pfarrwerfen bis 700 m Höhe, westlich von Werfen noch bis 640 m Höhe. Die Hangendmoräne läßt sich bei Pfarrwerfen über die Schotter bis auf 580 m Höhe hinab verfolgen.

An der Mündung des Blühnbachtales finden sich wieder Reste eines alten Schuttkegels, der bis 545 m Höhe reicht. Die mit 15 bis 25° talauswärts geschichteten Schotter sind gut verkittet, unterteufen das heutige Bachbett und enthalten nicht selten Gerölle von Tauerngesteinen, die auf eine der Schuttkegelbildung vorangegangene Großvergletscherung hinweisen. Eine Überlagerung durch Moräne ist nicht festzustellen.

Weit verbreitet finden sich im Pongau Reste von scharfgeschnittenen Schotterterrassen, die sich alle demselben Niveau zuordnen lassen

(St. Johann-Niveau in Lit. 82). Das die Terrassen aufbauende Schottermaterial entstammt der Interglazialzeit, während die Terrassen erst im Postglazial herauspräpariert wurden. Reste dieser geschnittenen Terrasse lassen sich nun durch die Salzachenge hindurch bis unmittelbar vor den Paß Lueg hin verfolgen. Aller Wahrscheinlichkeit nach haben die Terrassensedimente einst auch diesen Paß noch überwunden und standen mit denjenigen des Salzburger Beckens in Verbindung. Diese letzteren sollen, wie schon früher dargelegt wurde (S. 459), nicht mehr behandelt werden.

Die Verschüttung beschränkte sich nun keineswegs auf das Haupttal, sondern ergriff auch von den Seitentälern Besitz.

Entlang des Wagrainbaches reichte dieselbe bestimmt bis in die Gegend von Wagrain und bis in eine Höhe von 835 m.

Im Fritztal lassen sich die Terrassensedimente bis gegen Eben hin verfolgen, wo sie unter den Talboden von Radstadt untertauchen. Dieselben reichen bis über 800 m Höhe empor und erlangen bei Hüttau eine Mächtigkeit von etwa 100 m.



Fig. 37.

Im Mühlbachtal reicht die Zuschotterung bis über Mühlbach hinaus und erreicht eine Höhe von gegen 900 m. Ihre Ablagerungen weisen heute noch Mächtigkeiten von bis zu 70 m auf.

Interessant ist der Verlauf sowohl der Ober- als auch der Unterkante dieser Seitentalszuschotterungen. Wie aus der jeweils taleinwärts ansteigenden Oberkante sowie aus den nur selten auftretenden Tauerngesteinen ersichtlich ist, erfolgte in obigen Seitentälern die Zuschotterung jeweils vom Seitental her gegen das Haupttal hin. Die Salzachsotter drangen nicht in die Seitentäler ein, nur an der Mündung derselben spielte sich ein Kampf zwischen beiden Schotterbereichen ab, wobei bald der eine, bald der andere mehr an Ausdehnung gewann, wie an der Mündung des Mühlbach- sowie vor dem Gainfeldtal zu ersehen ist. Die spärlich beigemengten zentralalpinen Gerölle stammen meiner Ansicht nach aus der Liegendmoräne, Verhältnisse, wie wir sie schon öfters angetroffen haben.

Bemerkenswert vor allem ist die Divergenz von Unterkante der Aufschotterung und heutigem Talboden, die in allen drei Tälern gleichsinnig auftritt. Es sinkt die heutige Talsohle jeweils rascher als die Unterkante der Schotter, so daß, je weiter wir talauswärts gehen, die Schotter immer höher über dem Talboden endigen. Taleinwärts hingegen nähern sich die Schotter immer mehr dem heutigen Bachbett, bis sie dasselbe erreichen, weiter einwärts es sogar zu unterteufen scheinen. Schematisch sind diese Verhältnisse in Fig. 37 dargestellt.

Obige Tatsachen lassen folgende Erklärungsmöglichkeiten zu: Wir können annehmen, daß die seit der Talzuschotterung stattgefundene Erosion erst bis zu den Punkten A, jeweils bis unter die damaligen Talböden, eingeschnitten hat. Die Talböden vor der Verschüttung wären demnach flacher gewesen und es mündeten die Seitentäler mit hoher Stufe ins Haupttal. Dies würde auch die alten, steilen Schuttkegel, die teilweise an den Mündungen erhalten geblieben sind, erklären. Es wäre aber auch noch an die Möglichkeit zu denken, daß wir hier eine ganz flache Aufwölbung vor uns haben, die im Bereiche des Haupttales ihre Kulmination aufweist und nach Entstehung der alten Talböden stattgefunden hätte. Es würde sich hier um eine ähnliche Verbiegung handeln, wie sie Ampferer schon bei den Reliefverhältnissen der Höttinger Breccie in Betracht gezogen hat (siehe S. 377 ff.).

Auch im Berchtesgadener Land zwischen dem Gebiet der Saalach und Salzach finden sich Spuren einer mächtigen Talzuschotterung.

Den höchstgelegenen und ausgedehntesten Rest von alten Schottern beschrieb Lebling [51, S. 72]. Er lagert zwischen Ramsau und dem Taubensee in 720—830 m Höhe. Die Schotter sind gut verkittet und weisen eine Beimengung von mächtigen Dachsteinkalkblöcken sowie vielen großen Geröllen von Hornblendegesteinen und Werfener Sandsteinen auf. Die Schichtung ist in den unteren Lagen, in denen hauptsächlich die groben Blöcke vorkommen, sehr undeutlich; gegen oben wird sie deutlicher. Die Bänder fallen schwach nach NO, also hangwärts. Das Konglomerat wird von gut bearbeiteter Grundmoräne überlagert, in der sich Brocken des Konglomerats als Geschiebe finden. Der Schotterbildung vorangegangen muß eine Großvergletscherung sein, da die Hornblendegesteine und Werfener Sandsteine nur durch Eis in die Gegend verfrachtet worden sein können. Penck [69, S. 363] stellt diese Ramsauer Nagelfluh derjenigen von Garmisch gleich, und deutet beide als fluvioglaziale Gebilde. Neuerdings rechnet er nun diejenige von Garmisch zum Interglazial [64]. Ich glaube auch das Ramsauer Konglomerat ins Interglazial stellen zu können und deute es als Rest eines mächtigen, sich aus dem Klausbachtal heraus erstreckenden Schuttkegels. Dafür spricht sowohl die Beschaffenheit als auch die Neigung der Schotter.

An der Ache bei Ilsank und in der Gegend von Berchtesgaden finden sich Konglomeratreste, die bis über 600 m Höhe emporragen. Sie bestehen in der Hauptsache aus Kalktrümmern; kristalline Gerölle finden sich nur selten. Sie werden jeweils von Moräne überlagert.

Auch im Berchtesgadener Land zeigt sich eine der letzten Großvergletscherung vorangegangene Talverschüttungsperiode an.

Zusammenfassung (zu S. 450—465) und Schlußfolgerungen.

(Taf. VIII u. IX.)

In den Tälern östlich des Inns zeigen sich, wie in den anderen bis jetzt besprochenen Gebieten, Spuren einer der letzten Großvergletscherung vorangegangenen Talverschüttung. Bei den Ablagerungen derselben

(Schotter und Sande, Tone sehr selten) zeigt sich nicht selten eine Unter- und Überlagerung durch Grundmoränen. Wir stellen die Terrassensedimente dieses Gebietes analog denjenigen des Inntales ins Interglazial. Dafür sprechen die acht Interglazialprofile und vor allem auch die Verknüpfung der Terrassensedimente des Groß-Achgebietes mit denjenigen des Inntales. Die Verschüttung des Inntales macht sich bis ins Groß-Achtal hinein bemerkbar. Die Zuschotterung erreicht auch hier bedeutende Höhen, doch ist die Bestimmung der Aufschotterungshöhe durch die starke Erosion der Terrassenschotter, die auch in diesem Gebiet zum größten Teil vor Ablagerung der Hangendmoräne stattfand, stark erschwert.

Im Groß-Achtal reichen die Terrassensedimente heute noch bis in 800 *m* Höhe (im Becken von Kössen sogar bis gegen 900 *m* Höhe). Es hat den Anschein, als ob in diesem Tale die heutige Schotteroberkante gegen den Alpenrand hin anstiege. Hierbei ist aber zu bemerken, daß wir in den Schottern um Kitzbühel nur stark erodierte Reste der Terrassensedimente vor uns haben, wie aus der Höhenlage der Terrassenschotter in den Nebentälern, vor allem der Verbindungstäler mit dem Inntal, ersichtlich ist. Es ist deswegen nicht anzunehmen, daß auch die ehemalige, d. h. ursprüngliche Schotteroberkante ein Ansteigen gegen den Alpenrand zeigte.

Die heutigen Terrassenreste im Groß-Achtal (Kitzbühel 780 *m*, St. Johann 760 *m*, Lofer bei Kössen 700 *m*) scheinen einer späteren, in die interglazialen Schotter eingeschnittenen Terrasse anzugehören, die mit der Inntalterrasse in Parallele zu stellen ist.

Neuerdings warf Ampferer [28] die Frage auf, ob die hochgelegenen Schotter im Kössener Becken sowie diejenigen bei den „Öfen“ südlich Waidring nicht einer älteren Talverschüttungsperiode angehören oder ob die Schotter unterhalb der Kapelle nicht eventuell durch spätere tektonische Hebung dieses Gebiets in ihre Höhenlage gebracht wurden.

Rein geologisch, ohne Verbindung mit der Morphologie, wird es kaum jemals gelingen, diese Fragen zu entscheiden. Für das Konglomerat an den „Öfen“ und die hochgelegenen Schotter um Waidring ist die Annahme nicht zu verwerfen, daß dieselben einer älteren Talzuschotterung zuzuzählen sind als die Terrassensedimente, d. h., daß sie ähnliche Gebilde darstellen wie die „Nagelfluhreste“ im Inntal. Die hochgelegenen Schotter unterhalb der Kapellalpe aber möchte ich nicht von den Terrassensedimenten trennen, zeigen sie doch absolut keine alten Züge. Ihre Höhenlage steht in keinem großen Widerspruch mit dieser Annahme, sahen wir doch, daß die Innaufschotterung in der Gegend von Kufstein noch mindestens bis 900 *m* Höhe reichte und in dieser Höhe beidseitig des Kaisergebirges in das Groß-Achtal eindrang. Auf alle Fälle müßte für eine spätere tektonische Hebung des Gebietes um die Kapellalpe kein größerer Hebungsbetrag als ungefähr 100 *m* angenommen werden, und eine solche Hebung hat nichts Unglaubliches an sich. Im weiteren möchte ich diese Frage noch offen lassen und die unsicheren Terrassenschotterreste nicht zu weiteren Schlußfolgerungen verwenden.

Sehr spärlich sind die Terrassensedimente im Saalachtal erhalten geblieben, doch zeugen auch hier alte Schotterreste von einer bis zu 650 *m* Höhe, taleinwärts bis über 700 *m* Höhe ansteigenden interglazialen Talzuschotterung.

Zusammenhängender und ausgedehnter fanden sich die Terrassensedimente im Salzachtal. Sehen wir vorerst von den Schottern von Goldegg und Embach ab, so haben wir eine Höhe der Zuschotterung bis zu 700 *m*, u. zw. gleichmäßig von Pfarrwerfen bis St. Veit. Die interglazialen Schotter setzen sich in Form von geschnittenen Terrassen bis zum Paß Lueg fort und werden aller Wahrscheinlichkeit nach auch in diesem Talgebiet bis gegen 700 *m* Höhe emporgereicht haben. In einem solch engen Tal kann uns eine spätere fast vollständige Ausräumung der Schotter nicht verwundern.

Westlich von Schwarzach steigt die Schotteroberkante ziemlich rasch an; sie liegt bei Goldegg in 830 *m* Höhe, am Scheiblingsee und am gegenüberliegenden Teufenbach in zirka 850 *m* Höhe. Am Kühberg, wo die Schotter die größte Höhe erreichen, liegt sie in 1070 *m* Höhe. Weiter gegen W streicht sie in zirka 1000 *m* Höhe am Abfall der Embacher Hochfläche bis gegen Kitzloch hin und in zirka gleicher Höhe rechts der Rauriser Ache gegen $2\frac{1}{2}$ *km* ins Rauristal hinein.

Westlich der Rauriser Ache fehlen die Terrassensedimente bis auf ein kleines Vorkommen südlich von Taxenbach in zirka 720 *m* Höhe.

Die Unterkante der Schotter weist ähnliches Verhalten auf. Während sie bei Schwarzach noch unterhalb der heutigen Talsohle zu suchen ist, steigt sie gegen W auf zirka 620 *m* Höhe an. In dieser Höhe finden wir sie nördlich von Aubacher. In der Gegend von Lend reichen die Schotter nur noch bis gegen 820 *m* Höhe hinab. Der Verlauf der Unterkante der Terrassensedimente an dem Abfall der Embacher Hochfläche zeigt uns, daß wir hier nicht die Mitte des Tales, sondern den ehemaligen Hang angeschnitten sehen (siehe Fig. 35). Einzig die Schotter bei Embachrain in 780 *m* Höhe geben uns einen Anhaltspunkt für die Tiefe des ehemaligen Tales.

Ich habe in der Salzacharbeit [82] die Gründe dargelegt, nach denen es nicht möglich ist, die hochgelegenen Schotter von den übrigen interglazialen Terrassensedimenten des Salzachtales zu trennen; sondern wir müssen für die Erklärung ihrer heutigen Höhenlage, wie schon früher Brückner [37] es tat, tektonische Ursachen annehmen.

Die Schotter von Embach wurden gegenüber denjenigen der Pongauweiterung nachträglich emporgehoben. Bei Heranziehung der heutigen Schotteroberkante kommen wir mit einem Hebungsbetrag von 200 bis 250 *m* aus. (Höhenlage in der Pongauweiterung mindestens 700 *m*, eher höher. Dieselbe bei Embach 1000 *m*. Primärer Anstieg mindestens 50 *m*.) Zu der gleichen, eher etwas geringeren Hebungshöhe kommen wir bei Heranziehung der Unterkante der Terrassensedimente (Schwarzach zirka 600 *m* Höhe, Embacher Flanke zirka 780 *m* Höhe). Es ergibt sich daraus ein Anstieg des ehemaligen Talbodens gegen W um etwa $20\frac{0}{100}$ oder ungefähr 1° ; Beträge, die schon denkbar sind.

Außerst schwierig gestalten sich die Verhältnisse, wenn wir von der Embacher Hochfläche gegen W gehen. Plötzlich und scharf setzen die

Schotter an der Rauriser Ache ab. Lagen hier ältere als diluviale Schichten vor, so würde man ohne Bedenken eine Verwerfung mit zirka 300 m Sprunghöhe eintragen. Mit Recht muß ein solcher Erklärungsversuch als unbedingt zu weitgehend verworfen werden. Solch junge Verwerfungen von derartigem Ausmaß müßten sich ohne Zweifel in der Morphologie der Gegend deutlich ausprägen. Hier sind aber keine Anzeichen vorhanden, die die Annahme einer solchen Verwerfung rechtfertigen würden.

Verbinden wir das unterste Schottervorkommen am Abfall der Embacher Hochfläche (780 m) mit demjenigen in der Schlucht von Taxenbach (720 m), so erhalten wir ein Gefälle der Verbindungslinie von 60 m auf etwa 1 km oder ein solches um 60‰ gleich zirka $3\frac{1}{2}^\circ$. Wir können aber annehmen, daß wir bei den Schottern von Embachrain noch nicht die Höhenlage des Felsbodens des interglazialen Tales vor uns haben. Der ehemalige Talboden muß eher tiefer als in 780 m Höhe angesetzt werden, so daß wir mit einem geringeren Gefälle wie $3\frac{1}{2}^\circ$ rechnen müssen. Nehmen wir für den ehemaligen Talboden ein rückläufiges Gefälle von zirka 3° an, so müßte die Oberkante der Tal-

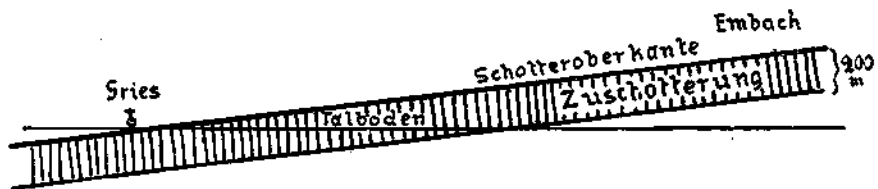


Fig. 38.

verschüttung, gleichbleibende Mächtigkeit vorausgesetzt, in der Gegend von Gries den heutigen Salzachspiegel schneiden. Es wäre somit in dieser Gegend eine Untertiefung von etwa 200 m anzunehmen. (Fig. 38.) Ein solcher Untertiefungsbetrag in dieser Gegend ist aber in Anbetracht des Talquerschnittes und der sehr geringen Breite des heutigen Talbodens als sehr unwahrscheinlich zurückzuweisen. Die Felssohle und somit die Talsohle vor der Verschüttung kann sich bis in die Gegend von Gries in nur geringer Tiefe unter dem heutigen Salzachspiegel finden. Größere Untertiefungsbeträge können wir erst in der Gegend westlich von Bruck erwarten, wo das Salzachtal einen über 2 km breiten, ebenen Talboden aufweist.

Die Annahme, daß die Terrassenschotter von Kitzloch an in ungefähr gleichbleibender Mächtigkeit weiter gegen W gereicht hätten, würde eine verschieden starke Erosion nach der Ablagerung der Schotter westlich und östlich von Taxenbach voraussetzen, westlich müßten sie vollständig beseitigt worden sein, während sie östlich davon in nicht unbedeutender Mächtigkeit und Ausdehnung erhalten geblieben sind. Diese Erosionsinkonsequenz läßt sich zwar nicht ganz beseitigen, kann aber durch die Annahme gemildert werden, daß die Zuschotterung westlich von Kitzloch ein natürliches Auskeilen zeigte, d. h. daß sie in ihrer Mächtigkeit primär gegen W hin abnahm und in der Gegend von

Gries nur noch ganz unbedeutende Beträge aufzuweisen hatte. Über die Möglichkeit und die Bedingungen für ein solches Auskeilen kann erst nach der Feststellung der Zuschotterungsursache eingegangen werden.

Nach Brückner ist die Zeit der Hebung ins Postglazial zu stellen. Wir sehen aber an der Straße Lend—Gastein die Moränendecke der letzten Großvergletscherung bis in zirka 670 *m* Höhe hinabziehen. Nicht viel höher endet die Grundmoräne gegenüber der Diententalmündung. Südlich von Taxenbach erhebt sich die Terrasse Webergut—Hainbach—Edt, auf deren Oberfläche (zirka 760 *m* Höhe) Grundmoräne lagert. Die Grundmoräne findet sich hier zirka 200 *m* unterhalb der Oberkante der Terrassensedimente. Das Hebungsgebiet muß demnach vor der letzten Großvergletscherung schon gegen 200 *m* tief eingeschnitten gewesen sein. Um diesen Betrag muß die Hebung schon im Interglazial erfolgt sein. Sie kann aber in Anbetracht der Mächtigkeit der Schotter erst nach Beendigung oder gegen Ende der Talverschüttung begonnen haben. Die Hebung entspricht zeitlich ungefähr der großen Erosionsdiskordanz zwischen den Terrassensedimenten einerseits und der Hangendmoräne andererseits in den übrigen Talgebieten.

Die untersten 100 *m* des Gehänges der Salzachschlucht sind vollständig moränenfrei. Auch im östlich anschließenden Teil des Salzachtals bei Paß Lueg endet die Grundmoränendecke jeweils zirka 50 *m* über der heutigen Talsohle. Nirgends zieht sie sich bis auf die postglazial geschnittenen Terrassen vom St. Johann-Niveau hinab. Das Salzachtal zeigt in dieser Gegend eine postglaziale Hebung. Eine solche läßt sich auch in der Hebungszone von Embach annehmen, wo sie vielleicht noch höhere Beträge (bis 100 *m*) aufweist.

Westlich der Aufbiegung in der Gegend des Zeller Sees reicht die Grundmoräne der letzten Großvergletscherung bis zur heutigen Talsohle hinab. Nirgends lassen sich sowohl im Pinzgau als auch im Verbindungstal zur Saalach hin ältere diluviale Schotter über dem heutigen, bis 2 *km* breiten, Talboden nachweisen. Dieses Verhalten spricht für eine Untertiefung des Tales vor allem im Gebiete des Zeller Sees, die sich bis nach Saalfelden hinaus zu erstrecken scheint. Salzachaufwärts erstreckt sich die Untertiefung aller Wahrscheinlichkeit nach bis in die Gegend von Neukirchen. Weiter westlich finden sich wieder niedrigere Terrassen. Diluvialschotter fehlen auch hier. Das ganze Gebiet von Bruck an westlich sowie nördlich von Saalfelden macht den Eindruck tief in Schottern ertrunkener Talstücke. Es ist anzunehmen, daß wir hier ein Depressionsgebiet vor uns haben, das wahrscheinlich auch heute noch absteigende Tendenz aufweist.

In der Pongauweiteung finden sich wieder Reste gewaltiger steiler Schuttkegel, die ins Liegende der Terrassenschotter gehören und von ihnen durch eine scharfe Erosionsdiskordanz getrennt sind. Wir haben hier Ablagerungen vor uns, die sich ohne weiteres mit denjenigen der älteren Aufschüttungsphase im Inntal parallelisieren lassen. (Vomper-schuttkegel usw.)

Das Gebiet östlich des Inns weist stellenweise ein Ineinandergreifen der Verschüttungen der einzelnen Talgebiete auf. Vor allem tritt diese

Erscheinung im Groß-Achtal zutage. Die unteren Schotterpartien dieses Gebiets zeigen jeweils eine nur ganz spärliche Beimengung zentralalpiner Gerölle, so die Schotter der Kitzbüheler Terrasse, diejenigen bei Apfeldorf und entlang der Reitner Ache. Diese Schottervorkommen bleiben in ihrer Höhenlage hinter den Höhen der gegen das Inntal reichenden Pässe (Kirchberg, Ellmau) zurück. Anders verhält es sich mit den interglazialen Schottern im Kössener Becken. Diese reichen in ihrer Höhe über diejenigen der Wasserscheide von Durchholzen (684 m). In diesen Ablagerungen finden sich nicht selten zentralalpine Gerölle, vor allem in den höchstgelegenen Schottern unterhalb der Kapellalpe. Es hat den Anschein, als ob die Innzuschüttung wenigstens zeitweise, gegen Ende der Zuschotterungsphase, bis ins Becken von Kössen hinüber reichte. Zur Annahme ähnlicher Verhältnisse im Becken von St. Johann i. T. zwingen uns die Innschotter in der Gegend von Ellmau, die hier die Wasserscheide mit gegen 100 m Mächtigkeit überschreiten. Entlang des Brixentales drangen die Innschotter nicht bis Kitzbühl vor. Sie wurden von den Brixentalschottern zurückgedrängt. Ob während der interglazialen Verschüttung ein Eindringen der Salzachgerölle ins Gebiet der Saalach stattgefunden hat, läßt sich schwer entscheiden. Brückner [37, S. 89] schließt zwar infolge Vorkommens von zentralalpinen Geröllen in den Schottern von Stoß und im Becken von Unken auf ein Stromsystem, das von demjenigen der heutigen Saalach abweicht. Vorherrschend in obigen Schotterresten sind aber die kalkalpinen Komponenten. Wenn man sieht, daß in der postglazialen Terrasse von Unken zirka $\frac{1}{3}$ der Gerölle zentralalpiner Ursprungs ist, in den heutigen Saalachsottern aber kristalline Gerölle nicht allzu selten sind, so muß man sich fragen, ob wir die zentralalpinen Gerölle der interglazialen Schotter nicht analog denjenigen in den postglazialen Ablagerungen als eingeschwemmte Geschiebe zu deuten haben. Es ist nicht notwendig, eine direkte interglaziale Verbindung zwischen der Salzach und Saalach anzunehmen. Die damalige Wasserscheide ist aber weiter nördlich als die heutige anzusetzen, und zwar in der Gegend von Pfaffenhofen, da wo der Talboden durch den Felshöcker von Großöd-Stocking stark eingeengt wird. Es kann angenommen werden, daß die Saale sich zur Interglazialzeit in die Salzach ergoß. Die interglaziale Saalach wäre demnach nur vom Leogang- und Urschlaubach gebildet worden.

Bemerkenswert ist die Tatsache, daß im Gebiet der Saalach und der Salzach die Schotter des Haupttales nicht in die Seitentäler eindringen. Die Terrassensedimente der letzteren werden jeweils nur von lokalen Gesteinstrümmern aufgebaut.

Lakustre Sedimente fehlen östlich vom Inn fast gänzlich. Sande treten am Aufbau der Terrassensedimente stark zurück.

Weisen auch die Täler östlich des Inngebiets mehr oder weniger starke Abweichungen im Aufbau und in der Erhaltung ihrer Terrassensedimente gegenüber der früher besprochenen Talsysteme auf, das Hauptmerkmal des Interglazials, die mächtige Talverschüttung, ist auch ihnen eigen.

3. Beziehungen zwischen den Gehängebreccien und den Terrassensedimenten.

Gehängebreccien und Terrassensedimente treten leider nur sehr selten in Verband, so nördlich von Innsbruck im Gebiet der Höttinger Breccie, östlich von Mittenwald am Ochsenboden und in den Gräben am Südabfall des Wilden Kaisers. Sonst enden meist die Breccien schon oberhalb der Terrassenschotter. Wo sich die beiden Ablagerungen berühren, sehen wir jeweils, daß letztere die Breccie diskordant überlagern. Die Breccie wurde vor der allgemeinen Talzuschotterung teilweise erodiert, wie vor allem an derjenigen von Hötting deutlich sichtbar ist. Brecciengerölle in den die Breccien umgebenden Schottern deuten darauf hin, daß die ersteren vor Ablagerung der Schotter jeweils schon (wenigstens zum Teil) verfestigt gewesen sein müssen. Die Gehängeschuttreste an der Arnspitze, in der Brandenberger Schlucht und westlich von St. Johann i. T. reichen unter die Oberkante der Talverschüttung hinab, ohne aber von Schottern überlagert zu werden. Obige Breccienreste stellen nur noch kleine Reste einst mächtigerer Schutthalden dar. Sie sind stark erodiert, und zwar läßt sich von den beiden ersteren nachweisen, daß die Erosion vor Ablagerung der Hangendmoräne stattgefunden hat. Der Annahme, daß auch diese Breccien einst von den Terrassenschottern überlagert wurden, steht nichts im Wege.

Die meisten Breccien zeigen eine stärkere Zerschneidung als die ihnen benachbarten Terrassenschotter, was begreiflich ist, wenn man bedenkt, daß sich zwischen diese beiden Ablagerungen eine bedeutende Erosionsperiode einschob.

Nirgends finden sich Anzeichen, die für eine Gleichaltrigkeit von Breccien und Terrassensedimenten sprechen.

Nach der Auffassung Ampferers [1, S. 184 u. S. 192; 6, S. 739] sind die Dawaldbreccie und der Vomperschuttkegel gleichaltrige Bildungen, mit anderen Worten: Breccie und Ablagerung der älteren Zuschotterungsphase wären dann gleichzeitig gebildet worden. Es gelang mir aber im Sommer 1926 in dem Schuttkegel zwei Brecciengerölle aufzufinden. Derselbe ist demnach jünger als die Breccie. Er wird nach meiner Auffassung in der Hauptsache aus dem, wenigstens z. T. befestigt gewesenen Material der Breccie aufgebaut.

Auch im Höttinger Graben, wo die Breccie und die Ablagerung der älteren Phase (Höttinger Schutt) in unmittelbarem Kontakt treten, sehen wir, daß die letztere Ablagerung die jüngere Bildung ist. Auch hier finden sich Blöcke der Breccie im Schutte eingestreut.

Überall, wo eine Beziehung, sei es eine direkte oder indirekte, zwischen den Breccien und den Terrassensedimenten nachweisbar ist, ergibt sich, daß die Breccien die älteren Bildungen sind und schon vor Ablagerung der Terrassensedimente, wenigstens z. T. verfestigt und erodiert wurden. Es liegt nahe, anzunehmen, daß im großen und ganzen die Schotterablagerung der älteren Phase mit der Zerschneidung der Breccien Hand in Hand ging.

4. Gliederung des Diluviums.

(Die Frage der Sockelmoräne.)

Nach Penck [62, 68] schalten sich zwischen die Höttinger Breccie und die Terrassensedimente Reste von Grundmoräne. Diese finden sich bei der Höttinger Kirche (Fig. 16, S. 403), bei Büchsenhausen und am Abhang südlich von Weiherburg (Fig. 17, S. 403). Penck bezeichnet sie als „Sockelmoräne“.

Die Sockelmoräne bei der Höttinger Kirche steht im Steinbruchsweg aufgeschlossen. Es ist eine ziemlich feste, rötlich aussehende Grundmoräne, die sich im Liegenden der Mehlsande findet. (Ich konnte sie leider nicht mehr aufgeschlossen beobachten.) Nach Blaas [36] lagert sie an der Grenze zwischen Breccie und Terrassenschotter. Ampferer [11, S. 118] spricht von einer Einpressung von hangender Grundmoräne.

Über die Sockelmoräne bei Schönbichl schreibt Penck [62, S. 70]:

„Das Gelände unterhalb der Schönbichler Kiesgrube ist feucht; es stehen hier tonige Gesteine an, ob Seetone oder Moräne, läßt sich wegen mangelnder Aufschlüsse nicht entscheiden, doch habe ich an dem nach Büchsenhausen herabführenden Weg in etwa 660 m Höhe Moräne angetroffen, die sich durch Führung von Geschieben der Breccie als eine Hangendmoräne der letzteren offenbarte. Deswegen muß es sich aber nicht, wie ich früher angenommen habe, um Hangendmoräne der Terrassen handeln. Vielmehr legt das nachbarliche Sommergefrier unter den Schottern des Schönbichls nahe, daß auch unsere Moräne eine Sockelmoräne der Inntalterrasse ist. Dazu stimmt, daß Blaas in ihrer Nachbarschaft unter einem alten Delta Moräne fand, die er als Sockelmoräne deutete.“

Nach Sölch [80, S. 109] gleicht die Moräne westlich des Fallbaches völlig der Liegendmoräne, was meine Beobachtungen bestätigen. Es finden sich keine Breccienfragmente in dieser Moräne unter dem alten Delta. Sie hängt nicht mit derjenigen am Weg nach Büchsenhausen zusammen. Letztere ist der Hangendmoräne, erstere der Liegendmoräne zuzurechnen.

Die Sockelmoräne am Abfall südlich von Weiherburg schaltet sich zwischen den Dolomit und die Tone der jüngeren Phase ein. Sie ist viel weniger stark verfestigt als die Liegendmoränenreste und weist nicht die eigentümlich polierten Geschiebe auf. Leider ist auch dieser Moränenrest nur sehr schlecht aufgeschlossen, doch ist es, wie meine Beobachtungen ergaben, nicht ausgeschlossen, daß wir es hier mit umgeschwemmten Grundmoränenmassen zu tun haben. Der Lagerung nach wäre demnach diese Sockelmoräne als um- und eingeschwemmte Liegendmoräne zu betrachten.

Das kleine Moränenvorkommen oberhalb des Weiherburgdeltas an der linken Flanke des Quellkesselgrabens kann als abgerutschte Liegendmoräne gedeutet werden.

Von den verschiedenen Sockelmoränen muß nach obigen Ausführungen nur diejenige bei der Höttinger Kirche als solche angenommen werden. Die anderen Reste lassen sich entweder der Liegendmoräne oder der Hangendmoräne zuweisen.

Die Erklärung Ampferers für die Lagerung obigen Moränenrestes (Einpressung) muß als ziemlich unwahrscheinlich gewertet werden, doch gibt es zu bedenken, daß ein Forscher wie Sölch sich nicht entschließen

kann, die Sockelmoräne als unbedingt erwiesen anzusehen [80, S. 101]. Ferner ist bemerkenswert, daß Penck in seinem Profil durch den Höttinger Graben [62, Tafel XII, Prof. IV] (siehe auch Fig. 16, S. 403) keine Breccie unter der Sockelmoräne einzeichnet.

Die Annahme Pencks, daß der größere Reichtum an kristallinen Gesteinen des Höttinger Schuttes gegenüber der Breccie eine sich zwischen die beiden Ablagerungen einschaltende Vergletscherung notwendig macht, ist nicht stichhaltig. Der größere Gehalt kristalliner Gesteine im Höttinger Schutt ist ohne weiteres dadurch erklärbar, daß der schuttliefernde Bach die Breccie durchschnitten hatte und dabei auf Liegendmoräne gestoßen war.

Wir fanden in dem hier behandelten Gebiete 50 Profile (siehe Taf. VIIIb), in denen sich Spuren zweier Vergletscherungen nachweisen lassen, die jeweils durch interglaziale Schuttmassen getrennt sind, und nur an einer Stelle findet sich ein sehr schlecht aufgeschlossenes Profil, in dem Anzeichen für drei durch Schuttmassen getrennte Moräneenspuren vorhanden sind. Dieser Umstand zwingt zu ernstern Bedenken.

Ich möchte mich deshalb der des öfteren von Ampferer ausgesprochenen Ansicht anschließen, nach der man in meinem Arbeitsgebiet nicht mehr als zwei wirklich bewiesene Großvergletscherungen annehmen kann, die durch ein sehr ausgedehntes Interglazial getrennt wurden.

Hiemit stehen aber die Ausführungen Pencks in Widerspruch, der in unserem Gebiet verschiedenaltige Breccien nachgewiesen haben will, die er zwei verschiedenen Interglazials zustellt [68, S. 367]. Die notwendige Trennung der Schachen- und Törlbreccie bereitet keine Schwierigkeiten. Die Törlbreccie, die in keine Beziehungen mit Moränen tritt, bezeichnen wir mit Penck als Präglazial. Diese Annahme unterstützen die Gerölleindrücke, die bis jetzt an keinen diluvialen Ablagerungen nachgewiesen werden konnten. Als Präglazial läßt sich auch die Kammbreccie an der Moserkarspitze bezeichnen.

Bei Besprechung der Hochland- und Viererspitzbreccie (siehe S. 370 ff.) wurde dargelegt, daß die Breccien nicht in zwei verschiedenen Interglazials abgelagert wurden, sondern genetisch zusammengehören, d. h. im gleichen Interglazial zur selben Zeit gebildet wurden.

Aus gleichen morphologischen Gründen, die Penck zur Trennung obiger beiden Breccien führten (stark verändertes Relief seit Ablagerung der Breccie und mehr oder weniger gleichgebliebenes Relief), scheidet er die Judenköpfel-, Schachen-, Längenfeld-, und Hochalpbreccie von der Dawald- und Armspitzbreccie. Die ersteren, die eine starke Reliefveränderung aufweisen, rechnet er dem Mindel-Riß-Interglazial zu, die beiden letzteren mit fast gleichgebliebenem Grundrelief stellt er dagegen ins Riß-Würm-Interglazial.

Die Höttinger Breccie, die den Reliefverhältnissen nach eher dem jüngeren Breccien zuzurechnen ist, stellt Penck infolge der Sockelmoräne den älteren gleich. Auf diese Frage wurde schon oben eingegangen.

Bei Betrachtung der Lage der sogenannten „älteren Breccien“ ersehen wir, daß sie jeweils im unmittelbaren Erosionsbereich kleinerer

Seitenbäche liegen. Dies zwingt zum Vergleich mit den Verhältnissen bei der Viererspitz- und Hochlandbreccie. Daraus ergeben sich die Folgerungen, daß die Breccien, deren unmittelbare Erosionsbasis größere Talgewässer sind, ihr Relief heute noch mehr oder weniger beibehalten haben, diejenigen aber, deren Erosion von relativ kleineren Seitenbächen ausging, stark durchschnitten wurden und ihr Auflagerungsrelief durch die spätere Erosion stark in Mitleidenschaft gezogen wurde. Mit anderen Worten: „Die Breccien an den Gehängen der großen Täler wurden weniger von der Erosion angegriffen als diejenigen im Innern der Gebirgsketten. Im großen und ganzen bestätigen dies die Verhältnisse in unserem Gebiet.“

Nach Ansicht des Verfassers sprechen bisher keine sicheren Tatsachen für eine Mehrgliederung des Diluviums innerhalb des Untersuchungsbereiches als in zwei durch ein Interglazial getrennte Großvergletscherungen.

III. Verlauf der Interglazialperiode.

Das Interglazial muß eine längere Zeitspanne umfaßt haben, sind doch die geologischen Geschehnisse dieser Periode sehr mannigfaltiger Art.

a) Die Zeit der Breccienbildung (Tafel VIIIa und Tabelle D).

Als älteste Interglazialablagerungen erwiesen sich die Breccien, die, soweit es sich um diluviale Breccien handelt, einem einheitlichen geologischen Vorgang zugeordnet werden müssen.

Die einfachste Erklärung für die Entstehung der Breccien wäre folgende: Nach dem Rückzug des Eises wurde der Druck desselben auf die Berggehänge aufgehoben, das Gestein lockerte sich und gewaltige Trümmerhalden wurden am Fuße der Gebirge aufgeschüttet. Mit dieser Erklärung steht aber die Beobachtung in Widerspruch, nach der sich in der Höttinger Breccie am Lepsiusstollen ein dort gewurzelter Baumstamm vorfand. Da wir sahen, daß diese Breccie vor allem von unten nach oben gewachsen war, fällt hiefür die Deutung fort, daß wir es hier mit einer Endbildung der Breccie zu tun haben. Dies zwingt uns, zwischen die Zeit des Gletscherrückzuges und derjenigen der Breccienbildung eine relativ längere Zeitspanne einzuschieben, während welcher sich die Berggehänge mit einer nicht unbedeutenden Vegetationsdecke überzogen haben. Der Versuch, sich die Breccienbildung durch einen geologischen Vorgang (Entstehung der Schuttmassen infolge Eisrückzuges) entstanden zu denken, versagt hier und wir werden gezwungen, als Ursache dieser gesteigerten Schuttbildung klimatische Faktoren in Betracht zu ziehen. Nur klimatisch bedingt kann nach meiner Ansicht die vorherrschende Südlage der Breccien gedeutet werden, während doch die Schutthalden sich in der Jetztzeit in der Hauptsache auf den Nordabfällen der Gebirgsketten bilden. Daß durch eine Klimaänderung die Schuttbildung in diesem Maße gesteigert werden kann, ist leicht denkbar. Es soll hier aber auf die Ursachen und den Verlauf der Klimaänderung nicht eingegangen werden.

Bis über 2000 *m* Höhe lassen sich die Breccien nachweisen; die Gebirge ertranken förmlich in ihrem Schutt. Aus der Verbreitung der Breccienreste über das ganze Gebiet wird ersichtlich, daß es sich nicht um Zuschüttungen von nur lokaler Bedeutung handelt.

Die Breccien sind die Reste einer mächtigen Gebirgsumschüttung von regionaler Ausdehnung, Zeugen einer stark gesteigerten Schuttlieferung, die allen Anzeichen nach vorwiegend klimatisch bedingt war.

Was die fluviatile Tätigkeit zu dieser Zeit anbelangt, so haben wir es in der Hauptsache mit Wildbächen und Muren zu tun, welche die Zuschüttung der Gehänge begünstigten. In den Haupttälern fehlte die aufschotternde Tätigkeit der Flüsse allem Anschein nach gänzlich.

b) Ältere Phase der Talzuschotterung (Tafel VIIIb).

Auf die Breccienbildung folgte die ältere Zuschotterungsphase und wir sahen, daß sie durch das starke Vordrängen des Schuttes der Seitentäler in die Haupttäler hinein charakterisiert war (siehe S. 433 ff.). Diese beiden geologischen Vorgänge waren voneinander zeitlich getrennt. Wir finden erstens zwischen ihren Ablagerungen eine deutliche Erosionsdiskordanz ausgebildet, ferner sind in den Schuttkegeln der älteren Zuschotterungsphase Fragmente der Breccien eingebettet, so im Vomperlochschuttkegel und im Höttinger Schutt. Die zwischen den beiden Ablagerungen gelegene Zeit muß so lange gedauert haben, als die Breccien wenigstens zur teilweisen Verkalkung notwendig hatten. Eine Verknüpfung beider Vorgänge miteinander im Sinne Ampferers [z. B. 31, S. 38] fand nicht statt, wie auch schon Penck [68, S. 367] dargelegt hat.

Den Verlauf der älteren Zuschotterungsphase haben wir uns folgendermaßen vorzustellen: Gewaltig schnitten die Seitenbäche in ihre meist mit Breccien erfüllten Täler ein, räumten dieselben aus und schütteten am Fuße ihrer hohen Stufenmündungen mächtige, steile Schuttkegel auf, die zu gewaltiger Größe anwachsen konnten (z. B. Vomperloch- und Wagrainschuttkegel). Diese Schuttkegel behielten trotz ihrer Mächtigkeit volle eigene Selbständigkeit. Sie verschmolzen nirgends zu einheitlichen Aufschüttungen.

Die Hauptflüsse selbst haben zu dieser Zeit keine auch nur einigermaßen bemerkenswerte Akkumulation aufzuweisen.

Auffallend ist die Spärlichkeit der Reste dieser Zuschotterung. Nach Ablagerung und Verfestigung der Schuttkegel setzte eine nicht unbedeutende Erosionsperiode ein, während der die Schuttkegel nicht nur von ihren Seitenbächen wieder zerschnitten, sondern auch von den Hauptgewässern angefressen und zurückgestutzt wurden. Ob nun dieser Erosion die Schuttkegel zum größten Teil zum Opfer fielen oder ob sie von Anfang an nur lokal, ohne allgemeine Verbreitung gebildet waren, möchte ich noch nicht entscheiden.

Nur im Inntal und im südlichen Gebiet der Isar treten uns die Spuren der älteren Zuschotterungsphase in größerer Anzahl entgegen. Weitere Reste solcher Ablagerungen finden sich wieder im Salzachtal in der Gegend von St. Johann. Im Ill- und Groß-Achetal scheinen sie vollständig zu fehlen. Ebenso im Lech- und Loisachtal. In den letzteren

beiden Tälern liegt die Annahme einer späteren Wegräumung sehr nahe. Im Saalachtal ist es infolge der starken Erosion der Terrassensedimente nicht möglich zu entscheiden, welcher Zuschotterungsphase die spärlichen Schotterreste zuzuweisen sind; ich denke hier z. B. an die Verhältnisse im Weißbachtal. Es wird auch kaum möglich sein, die Zuteilung des Wimbach- und Larsobachschutttes sowie der tiefgelegenen Breccienreste am Südabfall des Wilden Kaisers genau festzustellen. Es ergibt sich nämlich die Möglichkeit, sie wie bis jetzt zu den Breccien oder nun aber zu den Resten der älteren Talzuschotterung zuzählen. Besonders die beiden ersten Ablagerungen möchte ich auf Grund ihrer typischen Schuttkegelstruktur eher zu den Ablagerungen der älteren Zuschotterungsphase stellen.

Wir haben auch in den Resten der älteren Zuschotterungsphase Produkte gesteigerter Schuttlieferung vor uns, welche aber wenigstens z. T. durch die vorangegangene Breccienbildung bedingt sind. Meiner Ansicht nach haben wir es hier weniger mit einer neuen Schuttbildung als mit einer Schuttumlagerung zu tun. Für das plötzliche Einsetzen der Bachtätigkeit werden klimatische Faktoren verantwortlich sein. Inwieweit hier auch vielleicht tektonische Bewegungen eine Rolle gespielt haben, soll später untersucht werden.

c) Jüngere Talzuschotterungsphase.

Bildung der Terrassenschotter.

Die jüngere Talzuschotterungsphase ist durch eine mächtige, mehr oder weniger gleichmäßige Zuschotterung der Täler charakterisiert. Es wurden zu ihrer Zeit die Terrassenschotter im eigentlichen Sinn abgelagert. Reste derselben finden sich in allen Haupt- sowie in den meisten Nebentälern unseres Gebiets, ihre Verbreitung ist somit regional. Lokal bedingt ist die Zusammensetzung, die Verfestigung und der Erhaltungszustand der Terrassenschotter. Den Ablagerungen der jüngeren Talzuschotterungsphase eigentümlich ist eine starke Unabhängigkeit vom unmittelbaren Talgehänge, eine auf weite Strecken gleichmäßig erfolgte Durchmischung der Schotterkomponenten und das Vorherrschen der kristallinen Gerölle in denjenigen Tälern, die mit ihrem Einzugsgebiet bis in die Zentralzone der Alpen reichen. Durch die obigen Merkmale unterscheiden sie sich deutlich von den früher besprochenen Interglazialablagerungen.

Naturgemäß ist in den einzelnen Haupttalsystemen die Schotterzusammensetzung und Ausbildung verschieden. Wir können zehn Schotterbereiche unterscheiden, u. zw. diejenigen der Ill, Iller, Lech, Loisach, Isar, Inn, Groß-Ache, Saalach und Salzach sowie des Berchtesgadener Landes. Derjenige der Loisach scheint mit dem der Isar in engster Verbindung gestanden zu haben. Ebenso verbanden sich der Inn- und Groß-Acheschotterbezirk. Das Ineinandergreifen der einzelnen Bezirke hat naturgemäß immer erst während einer späteren Zeit der jüngeren Talzuschotterungsphase stattgefunden, nämlich nachdem die Schottermassen, wenigstens des einen Talsystems, die Höhe der trennenden Wasserscheide erreicht hatten.

Beachtenswerte Resultate ergibt die vergleichende Betrachtung der Schottermächtigkeiten der einzelnen Talgebiete (Fig. 39 und Taf. IX). Die größten Mächtigkeiten finden wir in der Ill-Innfurche. Sie betragen hier bis mehr als 700 m. In den andern Talgebieten hingegen erlangen die Terrassenschotter nur 100—200, höchstens 250 m Mächtigkeit. Als störende Lücke in allen Betrachtungen macht sich immer die Pinzgau-Zeller See-Depression bemerkbar. Hier fehlen leider jegliche Anhaltspunkte für die Beurteilung der Schottermächtigkeiten.

Bevor wir auf nähere Einzelheiten eingehen, ist es notwendig, die Ursachen dieser mächtigen Talzuschotterung kennenzulernen. Zwei Faktoren können eine solche Zuschotterung hervorrufen: erstens klimatische Änderungen und dadurch bedingte gesteigerte Schuttbildung und zweitens Änderungen der Gefällverhältnisse infolge tektonischer Bewegungen. Da vor allem Ampferer und Stiny gezeigt haben, daß für

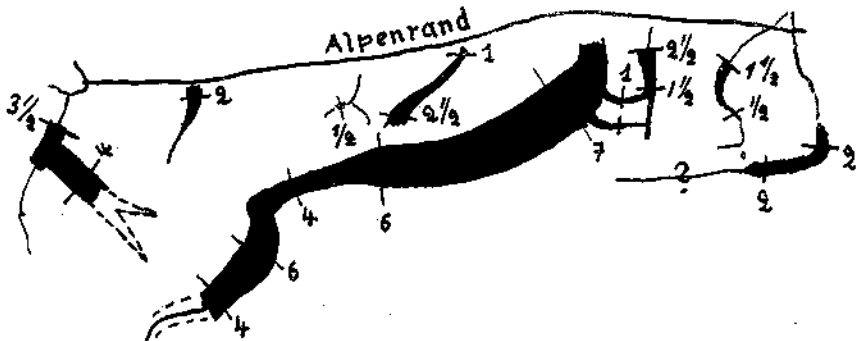


Fig. 39. Kartographische Darstellung der Schottermächtigkeit.

Die Dicke der Stücke gibt die Mächtigkeit an, wobei 1 mm = 100 m Schotter. Die Zahlen geben die Mächtigkeiten in Hundertern an.

unser Gebiet nur der zweite Faktor in Betracht kommen kann und sich dieser Ansicht neuerdings auch Penck anschloß, so nehmen auch wir hier als Ursachen der mächtigen Talzuschotterung tektonische Bewegungen an und weisen auf die Begründung obiger Forscher hin [10, 11; 81; 64, 66, 68].

Nach Ampferer haben wir es vor allem mit Senkungen der Aufschotterungsbereiche zu tun, Stiny hingegen kommt auf Grund theoretischer Ausführungen dazu, als Ursachen der Zuschotterung die Hebung des Einzugsgebietes und die dadurch bedingte gesteigerte Schuttlieferung anzunehmen.

„Die äußere Form der Schotterfelder unserer Alpen, einschließlich des Vorlandes zeugt außerdem von einer gewaltigen Entfesselung der Kraft der Alpenflüsse, wie sie nur denkbar ist unter der Annahme einer beträchtlichen Gefällssteigerung der Sohle der Wasserläufe infolge einer Hebung des Einzugsgebietes; dagegen treten die Fälle zurück, wo wir ungezwungen an die Zuschüttung eines Senkungsfeldes denken müssen“ [81, S. 239].

Penck [68] kommt zu einer großen Mannigfaltigkeit der tektonischen Bewegungen, die zur Bildung der Terrassenschotter geführt haben. Die

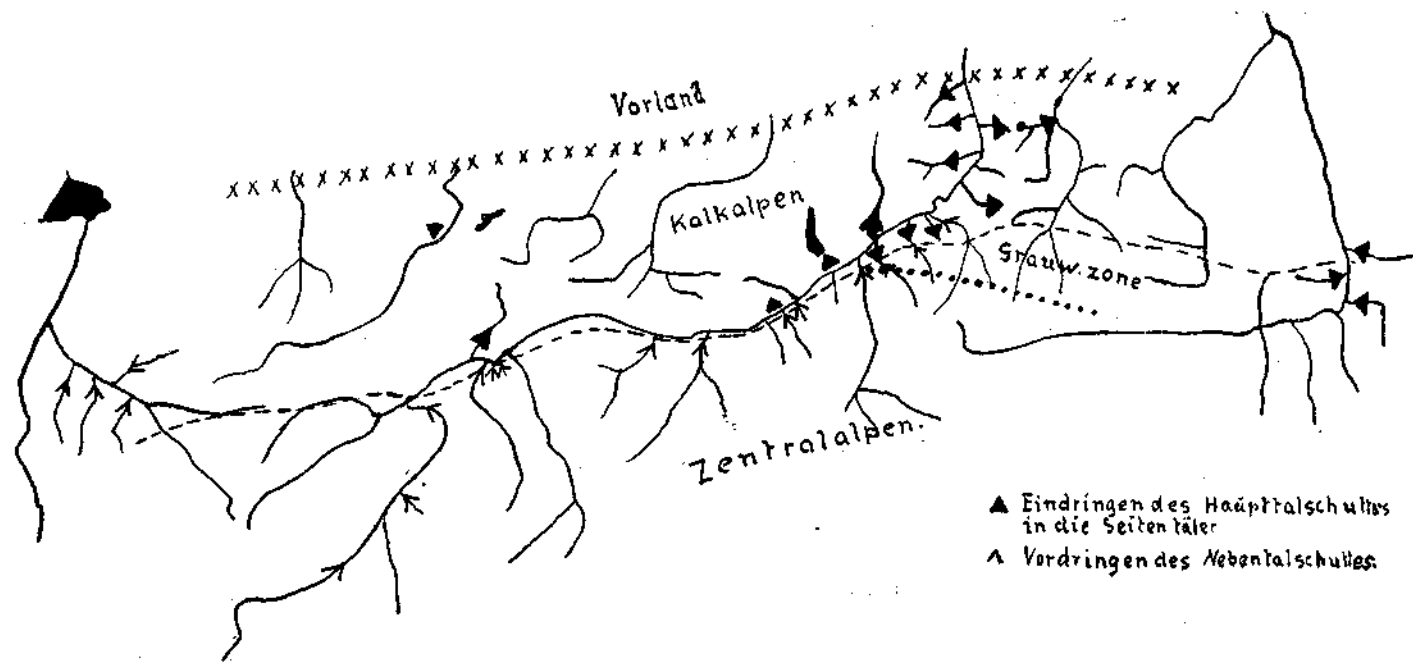


Fig. 40.

Ansichten Ampferers und Stinys schließen sich gegenseitig nicht aus, denn wenn wir das Mittellaufgebiet eines Flusses senken, gelangt relativ zu diesem das Einzugsgebiet in größere Höhen.

Heben wir das Einzugsgebiet eines Flusses relativ zu seinem Mittellaufgebiet, so werden wir in dem gehobenen Teil ein starkes Rückerosionieren der Gewässer erwarten können: die Bäche überladen sich mit Schutt. Reicht die Stoßkraft des Wassers aus, um die Schuttmassen wegzuführen, so werden sich gewaltige Schwemmkegel in das ungehobene Mittellaufgebiet ergießen. Das letztere besitzt gegenüber dem gehobenen Oberlauf ein zu geringes Gefälle und wir werden daher im Gebiet desselben senkungsfeldähnliche Ausfüllungen zu erwarten haben. Die Spitzen der Schwemmkegel werden nach Ausfüllung des Gefällsbruches taleinwärts wandern.

Die Seitenbäche im gehobenen Gebiet und diejenigen, welche aus demselben in die nichtgehobene Zone einmünden, werden bedeutende Schwemmkegel ins Haupttal vorschicken (Zuschotterungstyp I, 432). In den Seitenbächen des ungehobenen Gebietes wird die Erosion keine Neubelebung erfahren, es tritt keine Steigerung sondern eher Schwächung der Schuttlieferung ein; hier werden wir die Einbauung der Haupttalschotter ins Nebental zu erwarten haben (Zuschotterungstyp II und III). Tragen wir die oben entwickelten Typen in eine Karte ein (Fig. 40), so ergibt sich für das Innentalgebiet eine frappante Abhängigkeit beider Typen von den geologischen Hauptgebirgszonen (Kalk- und Zentralalpen). Die Grenze zwischen den beiden Zuschotterungstypen der Seitentäler fällt ziemlich genau mit derjenigen zwischen Kalk- und Zentralalpen zusammen. Die zentralalpinen Seitentäler weisen ein mächtiges Vordringen ihres Eigenschuttes auf, mächtige Schwemmkegel ergossen sich aus ihnen und verhinderten das Eindringen des Haupttalschuttes, während die kalkalpinen Seitentäler (inklusive Sölland) durch das gewaltige Eindringen der Innschotter ausgezeichnet sind. Die ersten Seitentäler zeigen den Typus der Hebunggebiete, die letzteren den für ruhendes, wenn nicht gar gesenktes Gebiet. Daraus ergibt sich, daß zur Zeit der jüngeren Zuschotterungsphase die Zentralalpen gegenüber den Kalkalpen nicht unbedeutend gehoben wurden. Von den Zentralalpen abweichend scheint sich die Grauwackenzone¹⁾ zu verhalten (Alpach-Wildschönauer- und Wörgltal). Mit dem Einsetzen derselben bei Jenbach sehen wir auch in den südlichen Seitentälern des Inns die Haupttalschotter auf einige Erstreckungen hin eindringen. Die Schwemmkegel dieser Seitentäler besaßen nicht die Kraft zum Vorstoß bis ins Haupttal. Die Schotterbeschaffenheit des Groß-Achetales läßt auf eine ziemlich geringe Geschiebeförderung aus der Grauwackenzone schließen. Einzig das Brixental ist wieder stark genug zugeschottert, um das Eindringen des Innschuttes zu verhindern. Das Einzugsgebiet dieses Tales liegt aber zum größten Teil in der Quarzphyllitzone, also im eigentlichen Zentralalpengebiet. Die Grauwackenzone scheint in der Hebung gegenüber der eigentlichen Zentralalpenzone zurückgeblieben zu sein. Im Illtal sehen

1) Diese Zone im Sinne Kobers, Bau- und Entstehung der Alpen. Taf. VIII.

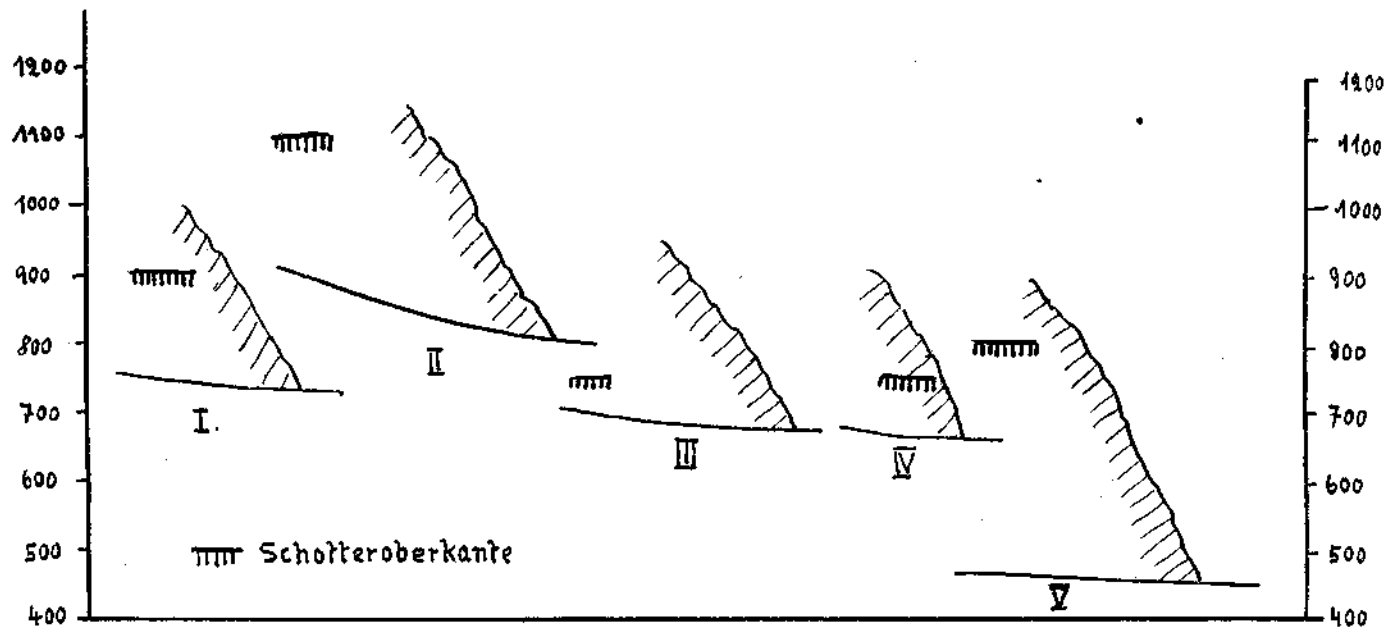


Fig. 41. Der Austritt der kalkalpinen Täler ins Vorland.

I = Iller-, II = Lech-, III = Loisach-, IV = Iser-, V = Inntal.

Anmerkung: Auffallend ist sowohl die Höhe des Talbodens, als auch der Schotteroberkante im Lechtal. Es scheint sich hier eine junge Herauswölbung anzuzeigen, wofür auch die anderen Verhältnisse in diesem Gebiete sprechen.

wir, auch in den südlichen Kalkalpentälern, den Zuschotterungstyp III ausgebildet; hier scheinen die Rhätischen Kalkalpen ebenfalls aufsteigende Bewegungstendenz besessen zu haben. Komplizierter werden die Verhältnisse östlich des Inns, denn hier wird das ganze Bewegungsgebiet durch die Pinzgau-Zeller See-Depression durchbrochen. Diese lokal begrenzte Deformation hat wohl die Aufschotterung im Saalachtal- und in demjenigen der Salzach stark beeinflußt. Sie muß schon zu Beginn der jüngeren Zuschotterungsphase aktiv gewesen sein, denn sonst wäre es schwer zu erklären, warum die Tauernschotter nicht ins Saalachtal eingedrungen sind. Auch heute noch scheint sie ihre ursprüngliche Bewegungsrichtung innezuhaben, sonst müßten sich irgendwo alte Schotterreste in ihrem Bereich finden. Das Aufsteigen der Zentralalpen wurde im Pinzgau-Zeller See-Gebiet während der ganzen jüngeren Zuschotterungsphase und allen Anzeichen nach noch heute durch entgegengesetzte Bewegung unterbrochen.

Ob die schwächere Hebung der Grauwackenzone mit dieser Depression zusammenhängt, vermag ich nicht zu entscheiden.

Östlich des Depressionsgebietes sehen wir auch in den Tälern der Grauwackenzone eine mächtige Eigenverschotterung, der Salzachscht drang in keines seiner Seitentäler ein. Es hat den Anschein, als ob östlich des Zeller Sees diese samt der zentralalpinen aufsteigende Bewegungsrichtung innegehabt hätte. Das Sinken der Grauwackenzone im W wäre demnach nur lokal bedingt. Doch ist hier zu berücksichtigen, daß infolge der Pinzgaudepression die Salzach sicherlich an Stoßkraft eingebüßt hatte und daher nicht mehr die Kraft besaß, ihre Schuttmassen in die Seitentäler hinein zu schütten.

In den Tälern nördlich vom Inn erreichen die Terrassenschotter Mächtigkeiten bis zu 250 m, so im Lechtal bei Reutte und im Isartal bei Mittenwald. Wollen wir die Bildung dieser Schottermassen verstehen, so müssen wir auch das Vorland mit in Betracht ziehen. Wir sehen die Terrassenschotter mit großen Mächtigkeiten bis nahe an den Alpenrand streichen (Fig. 41). Setzen wir voraus, daß die Kalkalpen damals dieselbe Höhenlage besessen haben wie heute, dann sind wir zu der Annahme hoch aufgeschütteter Talböden gezwungen; mächtige Schuttkegel müßten sich von ihnen aus ins Vorland ergossen haben. Von diesen Schuttkegeln ist aber heute nichts zu sehen und die Annahme, daß dieselben vollständig beseitigt wurden, während in den relativ engen Tälern die ihnen äquivalenten Terrassenschotter gut erhalten geblieben sind, ist ziemlich unwahrscheinlich. Die mächtigen Schuttkegel fallen sofort weg bei der Annahme, daß die Kalkalpen zur Bildungszeit der Terrassenschotter gegenüber dem Vorland gesenkt waren. Die Täler wurden dadurch untertieft und somit wird wenigstens teilweise die Zuschotterung derselben erklärlich. (Für die ausführlichen Gründe für das Einsinken siehe Penck [64, S. 246 ff.]) Leider ist es bis jetzt nicht möglich geworden, den Senkungs- sowie den späteren Hebungsbetrag für die einzelnen Täler anzugeben, da in dem in Frage kommenden Vorland interglaziale Schotter bis jetzt noch nicht kartiert wurden und es nicht ersichtlich ist, welcher von den verschiedenen Vorlandschottern unseren Terrassenschottern entspricht.

Nehmen wir ein gleichmäßiges Einsinken der Kalkalpen an, so müssen auch die Einzugsgebiete der kalkalpinen Flüsse in tiefere Lagen gerückt worden sein. Dadurch müßte bei gleichen klimatischen Bedingungen die Erosionstätigkeit abgenommen haben, was aber mit der vorhandenen gewaltigen Schuttlieferung in Widerspruch steht. Für eine nennenswerte Änderung der klimatischen Faktoren sind keine Anzeichen vorhanden. Den Verhältnissen in den kalkalpinen Tälern wird am ehesten die Annahme gerecht, welche mit einem Ansteigen der Kalkalpen gegen das Inntal hin rechnet. Wir erhalten dadurch eine Schrägstellung der Kalkalpen mit einem Gefälle gegen das

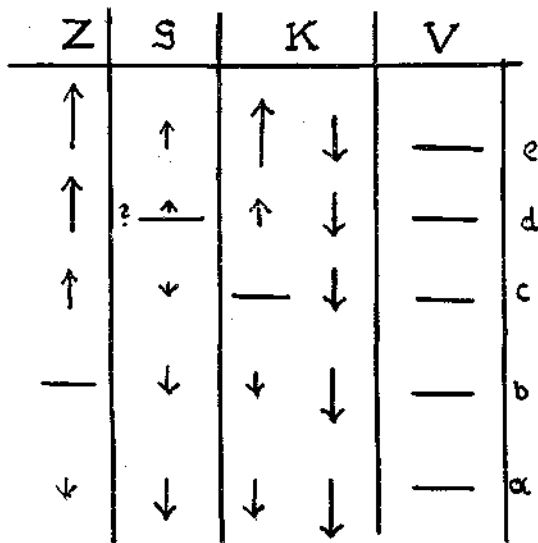


Fig. 42.

Vorland hin. Zu gleichen Ergebnissen gelangten Penck [63] und Leyden [53], letzterer auf rein morphologischer Grundlage.

Die gegenseitigen Höhenverschiebungen der drei Zonen (Vorland, Kalk- und Zentralalpen) können durch verschiedene Bewegungskombinationen erklärt werden. Dieselben sind in Fig. 42 graphisch zusammengestellt.

Auf Grund der interglazialen Schotter läßt sich meiner Ansicht nach kaum feststellen, welche Kräftekombinationen in der Natur verwirklicht wurden, eher werden morphologische Beobachtungen Erklärungsmöglichkeiten geben können. Angesichts der gewaltigen Erosionsleistungen in den Zentralalpen wird man gezwungen, für dieses Gebiet eine hebende Tendenz anzunehmen, wobei die Kombinationen *a* und *b* außer Betracht fielen. Durch das Emporsteigen der Zentralalpen auch gegenüber dem Vorland und den Kalkalpen wurden die Haupteinzugsgebiete in größere Höhen gehoben, was aller Wahrscheinlichkeit nach eine Steigerung der Niederschlagsmengen zur Folge hatte. Die größeren

Wassermengen sind aber nicht für die Zuschotterung im eigentlichen Sinn verantwortlich, sondern nur für die gute, weitreichende Durchmischung der Schotter.

Die Senkungsgebiete werden sich in der Schotter sedimentation nicht unbedeutend von den Hebungsbereichen unterscheiden. In letzteren werden gewaltige Schuttkegel vorherrschen. Die ersteren Talteile hingegen sind durch verwilderte Flußstrecken charakterisiert. Hier ist vor allem die Ablagerung feinschlammigen Schuttes zu erwarten sowie Seebildung in toten Winkeln der Aufschotterung.

Bedeutender Einfluß auf die Gestaltung der Sedimentation in den Senkungsgebieten kommt der Geschwindigkeit der Senkung zu. Sinkt der Talboden rasch und kann die Aufschotterung den Senkungsbetrag nicht wettmachen, so bildet sich am Rande des Senkungsfeldes ein rückläufiges Talstück. Die Gewässer stauen sich und es bildet sich ein dieses Gebiet erfüllender See. Erfolgt die Senkung in solchem Tempo, daß die Zuschotterung dieselbe ausgleicht, so wird es naturgemäß nicht zur Seebildung kommen. Überwiegt die Aufschotterung den Betrag der Senkung, so erhöht der Fluß sein Bett und die Verwilderung macht sich in ihrer ganzen Stärke bemerkbar. In diesem Falle ist eine häufige Seebildung in toten Aufschüttungswinkeln zu erwarten. Erfolgt die Senkung jeweils ruckartig, aber derart, daß es nicht zur Seebildung kommt, so wird trotzdem, allerdings in geringerem Maße, eine Trennung von Feinschlamm und Schottern stattfinden.

Untersuchen wir daraufhin die nördlichen Partien der kalkalpinen Täler. Im Lech-, Loisach- und Groß-Achetal fehlen feinschlammige Ablagerungen. Die Zuschotterung konnte der Senkung immer die Wage halten. Es scheint hier auch nicht zur Seebildung in totem Winkel gekommen zu sein, so daß angenommen werden kann, daß die Zuschotterung die Senkung in kaum bedeutendem Maße übertraf. Das Illertal eignet sich mangels genauer Durchforschung nicht zu weiteren Schlußfolgerungen. Ebenso muß für das Isartal die Frage noch offen gelassen werden, da nach meiner Ansicht dem einheitlichen Isarsee keine unbedingt zwingende Beweiskraft anhaftet. Im Innthal kommt nur das Talstück zwischen Kufstein und Brannenburg in Frage. In demselben finden sich die gleichen Verhältnisse wie im Lechgebiet usw. Es findet keine Trennung zwischen Feinschlamm und grobem Schutte statt. Die Senkung wurde auch hier jeweils von der Aufschotterung wettgemacht. Das Einsinken der Kalkalpen gegenüber dem Vorland erfolgte langsam und kontinuierlich und wurde durch die Aufschotterung jeweils aufgehoben.

Bei Betrachtung der Tallängsschnitte (Taf. IX.) finden wir im Inn- und Salzachtal außer den oben besprochenen Großbewegungen der einzelnen Alpenzonen noch lokal begrenzte Deformierungen. Als Beispiel solcher lernten wir bis jetzt kennen: die Einbiegung des Innthals zwischen Telfs und Rattenberg, die Verbiegung der interglazialen Schlucht bei Arzl, die Depression des Salzachtals im Pinzgau-Zeller See-Gebiet und die Emporwölbung in der Taxenbachenge. Die bedeutendsten Deformierungen sind die Einbiegungen des Inn- und Salzachtals. Von letzterer ist uns leider nicht möglich näheres festzustellen.

Dafür aber bietet die Bohrung von Rum Einblick in die Sedimentationsverhältnisse der ersteren. Aus dem Bohrprofil lassen sich zwei Verlandungsserien ablesen, die jeweils mit Mehlsand beginnen und mit Schottern endigen. Die Trennung zwischen den Schottern und den darüberliegenden Feinschlammablagerungen ist ziemlich scharf.

Ampferer, dem wir die genaue Untersuchung und Auswertung dieses Profils verdanken, kommt zum Ergebnis, daß wir hier die Produkte zweier Senkungen vor uns haben, die durch ziemlich lange Pausen relativer Ruhe voneinander getrennt waren. Er nimmt an, daß die Verlandungsserien in stehendem Wasser zur Ablagerung gelangten, d. h. daß die Senkung so rasch erfolgte, daß es zu Seebildungen im Deformierungsbereiche kam. Auffallend ist aber das völlige Fehlen von Bändertonen in den Bohrproben. Ich glaube überhaupt, daß die Aufschlüsse in einem Bohrprofil nicht hinreichend sind, um daraus ruckartige, katastrophenhafte¹⁾ Senkungsbewegungen zu entnehmen. Ich erinnere hier nur an die Verhältnisse über Tage, wo wir eine große Verschiedenheit der Terrassenprofile feststellen können; die Schlußfolgerungen aus einem der Profile sind beim nächsten schon nicht mehr gültig. In den zahlreichen Aufschlüssen am Terrassen-

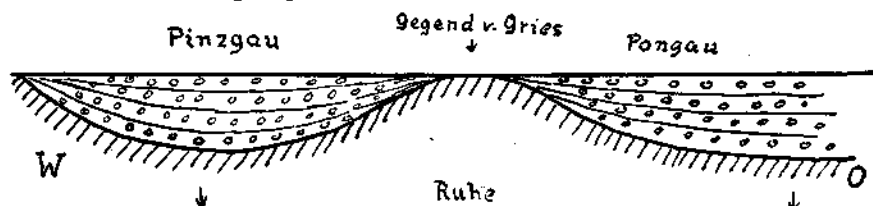


Fig. 43. Versuch der Rekonstruktion der interglazialen Sedimentationsverhältnisse im Salzachtal.

abfall findet sich nirgends eine Bestätigung des Ampferschen Bewegungsbildes. Es liegen keine Gründe vor, den Verlauf der Inntaleinbiegung in ruckartige Phasen zu zergliedern. Eher scheint mir ein langsames, kontinuierliches Einsinken erfolgt zu sein. In solchen sich immer gleichsinnig senkenden Gebieten kann natürlich die Schottermächtigkeit gewaltig anwachsen. Es bilden sich Geosynklinalen im kleinen. So finden wir auch im Gebiet der Inntaluntertiefung die größte Schottermächtigkeit unseres Gebiets. Dies ist ein Beweis dafür, daß die Eintiefung während der Zuschotterung vor sich ging.

Endigt eine solche Einbiegung an einer ruhenden Talzone, so wird im letzteren Gebiet die Zuschotterung bedeutend geringer werden und kann sogar bis gegen Null sinken (siehe Fig. 43). Schließt sich nach der Ruhezone wieder ein Senkungsfeld an, so erhalten wir einen neuen Sedimentationstrog. Auf obige Weise glaube ich den Verhältnissen im Salzachtal gerecht zu werden (S. 467 ff.). Das erste Senkungsfeld entspricht der Pinzgau-Zeller See-Depression. In dem zweiten wurden die Schotter von Taxenbach an ostwärts abgelagert; die ruhende Zone liegt in der Gegend von Gries.

¹⁾ Als katastrophenhafte mit Recht bezeichnet; sollen sie doch zu Überschwemmungen größerer Gebiete geführt haben.

Die beiden lokalen Hebungen haben keinerlei Einfluß auf die Schotterausbildung ausgeübt und sollen daher erst im folgenden Abschnitt näher behandelt werden.

Zwei bis jetzt noch nicht erklärte Unregelmäßigkeiten finden sich in den Schottermächtigkeitsprofilen. Es sind dies die Anschwellungen der Innschotter in der Gegend von Ried (Oberinntal) und der Isarschotter um Mittenwald. Die Stelle der größten Mächtigkeit findet sich jeweils unter einem Gefällsknick der Schotteroberkante. Das Gefälle der letzteren wird beide Male in dem Sinne gestört, daß das taleinwärts gelegene Stück zu geringe Steigung aufweist. Dies läßt sich damit erklären, daß das oberhalb des Gefällsknicks gelegene Talstück nach Ablagerung der Schotter eingebogen oder, daß das Tal aufgewölbt wurde, u. zw. in dem Sinne, daß der Scheitel der Wölbung in den Gefällsknick zu liegen kommt. Damit erklärt sich aber noch nicht das eigentümliche Zusammentreffen desselben mit der größten Schottermächtigkeit. Penck, der dieses Verhalten zum ersten Male im Isartal kennenlernte, kommt dadurch zur Annahme von Schwingungen [63]. Das Tal soll zuerst bogenförmig eingesunken und nachher im entgegengesetzten Sinne aufgewölbt worden sein, so daß die Stelle stärkster Niederbiegung mit der größten Emporhebung zusammenfällt. Ich möchte diese Frage noch offenlassen und nur auf folgendes hinweisen: Der Gefällsknick und somit die größte Mächtigkeit fallen im Isartal in die Linie des gewaltigen morphologischen Emporsteigens der Kalkalpen im Inntal fallen sie mit dem Beginn des Engadiner Fensters zusammen.

Auffallend ist die Tatsache, daß die Schotteroberkante im Inntal zwischen Zirl und Wörgl, im Salzachtal zwischen St. Johann und Werfen kein Gefälle aufweist. Dieses Verhalten kann kaum ein ursprüngliches sein, denn jeder Fluß, wenn er noch so sehr aufschottert, muß ein wenn auch nur geringes Gefälle besitzen. Die horizontale Lage der Schotteroberkante kann durch spätere tektonische Bewegungen hervorgerufen worden sein. Möglich ist es aber auch, daß wir hier nicht mehr die primäre Oberkante vor uns haben. Man muß überhaupt bei Schlußfolgerungen, die vom Verhalten der Oberkante ausgehen, sehr vorsichtig sein. Ihrem Verlaufe wird immer etwas Zufälliges anhaften und es ist meistens sehr schwer oder überhaupt unmöglich, genau festzustellen, ob wir die wirklich primäre Oberkante vor uns haben.

Zum Schluß fragt es sich noch, wie die durchwegs größeren Schottermächtigkeiten in der Ill-Innfurche zu erklären sind. Es ließe sich denken, daß sie mit einer andauernden Senkung der beiden Talgebiete in Zusammenhang standen. Es kämen hier Einbiegungen in Frage, die nur die Täler und die an sie unmittelbar anschließenden Gebirgsketten betroffen haben, ein Fall, wie ihn Ampferer in Lit. [23, Fig. 10 d] darstellte. Solche Verhältnisse sind für das Inntal nicht von der Hand zu weisen, stehen aber in Widerspruch mit der Verbiegung des Nordgehänges im Gebiet der Höttinger Breccie (S. 378). Nach letzterer müßte eher eine Aufwölbung des Inntalgrundes zu erwarten sein, doch ist es fraglich, ob diese beiden Bewegungen nicht getrennt voneinander erfolgt sein können. Meiner Ansicht nach lassen sich die großen Schottermächtigkeiten als orographisch bedingt auffassen. Ill und Inn sind die beiden

einigen Flüsse, deren Einzugsgebiete zum größten Teil in den Zentralalpen liegen und die daher am stärksten mit Schutt überladen wurden. Dem ließe sich entgegenhalten, daß auch die Salzach zum größten Teil ihre Schotter aus obigem Alpenteil bezieht, ohne solche Schottermächtigkeiten aufzuweisen. Hiefür kann aber die Pinzgau-Zeller See-Depression verantwortlich gemacht werden, welche die Hauptschottermassen absorbierte. Ebenso sind Anzeichen vorhanden, nach denen die Hebung in den Zentralalpen im großen und ganzen von W nach O hin abnahm.

Wir sahen, daß die Entstehung der Terrassenschotter und ihre Unregelmäßigkeiten zum größten Teil durch sehr mannigfaltige tektonische Bewegungen erklärt werden können. Klimatische Faktoren scheinen keine nur einigermaßen nennenswerte Rolle gespielt zu haben.

d) Die Zerschneidung der Terrassenschotter.

Die Zerschneidung der Schottermassen muß noch während der Interglazialperiode erfolgt sein, sehen wir doch überall die Hangendmoräne diskordant über die Schotter meist bis nahe an die heutige Talsohle hinabreichen. Oder sie lagert in tiefen Erosionsringen, die in die Terrassenschotter eingeschnitten wurden (z. B. Gamperdonatal). Die Erosionsdiskordanz zwischen den Terrassensedimenten und der Moräne kann nicht durch das vorrückende Eis der letzten Großvergletscherung geschaffen worden sein, denn dieses könnte wohl die Schotter aufräumen, nicht aber terrassieren, wie im Inntal. Ähnliche Verhältnisse bestanden auch im Groß-Achetal, in dessen Gebiet die Interglazialschotter vor Ablagerung der Hangendmoräne in Terrassen gegliedert wurden. Es müssen vor Beginn der letzten Großvergletscherung die Alpen im großen und ganzen in die Höhe gestiegen sein, wodurch den Flüssen das Wiedereinschneiden ermöglicht wurde. Auch hier sind die Alpen nicht als einheitliches Ganzes gehoben worden, vielmehr werden wir eine Gliederung in Schollen mit verschiedener Bewegungstendenz zu erwarten haben. Dadurch wird erklärlich, daß z. B. die Inntalterrasse gegen Ende des Interglazials gebildet wurde, ebenso diejenigen im Groß-Achetal, während die Terrassen des Groß-Walsertals (Illgebiet) erst nach Rückzug der letzten Großvergletscherung; daß wir im Salzachtal die schön ausgesprochenen postglazialen Terrassen finden, während sie in den anderen Tälern fehlen usw. Vor Beginn der letzten Großvergletscherung müssen die Täler im großen und ganzen wieder ungefähr bis in heutige Tiefe eingeschnitten worden sein, denn in den meisten läßt sich die Hangendmoräne bis nahe an die Talsohle hinab verfolgen.

Die Geschichte der Zerschneidung der Terrassenschotter wird vor allem morphologisch erfaßt werden müssen und soll deswegen hier nicht weiter behandelt werden.

IV. Die Diluvialtektonik und ihre Ursachen.

Bei Besprechung der Zuschotterungsursachen lernten wir verschiedenartige tektonische Vorgänge kennen, die hier für sich im Zusammenhang besprochen werden sollen.

Die tektonischen Bewegungen lassen sich in zwei Gruppen trennen, in Groß- und Kleinbewegungen. Als Großbewegung bezeichnen wir ein tektonisches Geschehen, das auf weite Erstreckung hin in gleichem Sinne wirkte und weitreichende Bedeutung besaß. Die Kleinbewegungen hingegen waren lokalbegrenzt und von mehr oder weniger unbedeutender Wirkung.

Die letzteren können die Einheitlichkeit der ersteren auf engbegrenzte Gebiete hin unterbrechen. Es kann infolge der Kleinbewegung die Bewegungstendenz der großen sogar umgekehrt werden.

Als Großbewegungen sind die gegenseitigen Höhenverschiebungen von Zentral- und Kalkalpen und das Schrägstellen der letzteren zu betrachten. Sie waren vor allem für die Zuschotterung verantwortlich. An die großen tektonischen Einheiten der Alpen gebunden, scheinen sie in ähnlicher Weise wie zur Zeit des jüngeren Tertiärs verlaufen zu sein. Machatschek¹⁾ kam zum Ergebnis, daß während des jüngeren Tertiärs die gesamtalpine Aufwölbung im Bereiche der großen Längstalzzone zwischen Kalk- und Gneisalpen durch eine Eimmuldung unterbrochen wurde, daß also auf die asymmetrische Geantiklinale der Kalkalpen eine sehr flache Geosynklinale infolge Abschwächung der Hebung und dann eine neuerliche Aufwölbung in den Gneisalpen erfolgte. Ein ähnliches Bild erhielten wir für die Zeit der jüngeren Zuschotterungsphase (Schrägstellung der Kalkalpen, schwächeres Emporsteigen im Grauwackenzug, Hebung der Gneisalpen).

Schon mehrfach wurde die Frage aufgeworfen, ob die Großbewegungen des Diluviums nicht durch die Eisisostasie hervorgerufen wurden [z. B. 64, 65, 84]. Mit obiger Annahme steht aber die von Ort zu Ort wechselnde Bewegung in Widerspruch, wie neuerdings auch Penck [68] hervorhebt, sowie die Tatsache, daß sich die Zentralalpen nicht gesenkt haben. Auch der gleichsinnige Verlauf der Großbewegung wie zur Zeit des Jungtertiärs spricht nicht für die Eisisostasie. Ferner gibt zu bedenken, daß die Belastung durch die erste Großvergletscherung solch gewaltige isostatische Bewegungen hervorgerufen haben soll, während von der zweiten Großvergletscherung her bis jetzt für solche Bewegungen keine Anzeichen vorhanden sind. Oder soll man annehmen, daß das durch die letzte Großvergletscherung bedingte Einsinken des Alpenkörpers erst noch erfolgen wird?

Die Bewegung der Alpen zur Zeit des Diluviums läßt sich nicht mit der Eisisostasie in Einklang bringen.

Die kleinen Bewegungen stellen lokale Deformierungen im Bereich der Alpen dar. Sie lassen sich in solche mit hebender und senkender Bewegungsrichtung trennen. Als Beispiel für den erstgenannten Fall lernten wir die Aufbiegung der Talfurche bei Arzl und die Emporwölbung des Salzachtals zwischen Taxenbach—Schwarzach kennen. Während die erste Deformation nur einen Hebungsbereich von zirka 50 m aufweist, müssen wir für die letztere einen solchen von gegen 200 m annehmen (S. 467). Von O her können wir das allmähliche

¹⁾ Machatschek F. Morphologische Untersuchungen in den Salzburger Kalkalpen Ostalpine Formenstudien I/4. Berlin 1922.

Emporsteigen der Hebungszone verfolgen. Es steigen sowohl die Unterwie die Oberkante der Schotter gegen den Kühberg an. Dort scheint der Scheitel der Aufwölbung zu liegen, nach dem gegen W zu beide Schotterablagerungskanten ein starkes Gefälle aufweisen. Nach Ampferer [18, S. 82] soll ein Zusammenhang dieser Hebungszone mit dem Relief der benachbarten Kalkalpen bestehen. Im Steinernen Meer reichen die Gipfelhöhen bis zu 2655 m Höhe; nördlich von der Salzachenge erhebt sich das Gebiet des Hochkönigs bis zu 2938 m Höhe. Gegen die Verknüpfung des „Gipfelfturverlaufes“ mit dieser jungen Hebung wendet sich Sölch [78]. Nach ihm ist die Gipfelftur bedeutend älter als die junge Emporhebung. Auch ich möchte einen Zusammenhang der beiden Störungen als sehr fraglich bezeichnen, sehen wir doch in der Grauwackenzone zwischen der Taxenbachenge und dem Hochkönig keine morphologische Ausprägung dieser Erhebung. Die obigen beiden Hebungen könnten das Bild der Großbewegung nicht stören.

Als lokale Deformationen mit sinkender Bewegungsrichtung erkannten wir die Einbiegungen des Inntales zwischen Telfs und Wörgl und diejenigen des Salzachtales im Pinzgau-Zeller See-Gebiet. Die Deformierung des Inntals muß unserer Ansicht nach nicht in ruckartigen Phasen erfolgt sein, wie es Ampferer annimmt [18]. Über die Pinzgau-Zeller See-Depression lassen sich leider nicht die geringsten Angaben machen, doch möchte ich für sie analoge Verhältnisse wie bei der Inneneinbiegung annehmen.

Die Inntalsenkung scheint ziemlich auf das Inntal beschränkt zu sein, höchstens könnte mit ihr noch die Knickung der Isarschotteroberkante zusammenhängen.

Während die Innedepression das großtektonische Bild nicht stört, sehen wir, wie die Salzachdepression dasselbe stark beeinflußt. Die Bewegung des Grauwackenzuges wurde durch das fortwährende Einbiegen der Pinzgau-Zeller See-Depression gestört.

Es fragt sich nun, wie diese Kleinbewegungen sich gegenseitig zueinander verhalten in bezug auf Begrenzung, eventuelle Zusammenhänge sowie in ihrer Altersstellung.

Betreffs Umgrenzung und Zusammenhänge der lokalen tektonischen Bewegungen konnten keine auch nur einigermaßen befriedigenden Resultate gewonnen werden, dagegen ließen sich in bezug auf die gegenseitige Altersstellung einige Ergebnisse erzielen. Die Einbiegung des Inntals muß während der Zuschotterung stattgefunden haben. Nur so erklärt sich das Vorkommen der größten Schottermächtigkeit im Bereiche dieser Untertiefung. Wie weit sie nach der Jetztzeit hin weiter lebt, läßt sich nicht mehr mit Sicherheit feststellen. Eine nähere zeitliche Feststellung der Arzlfurchenaufbiegung ist nicht möglich. Die Salzachdepression war zur Zeit der jüngeren Zuschotterung schon aktiv und scheint heute noch weiterzuleben. Die Hebung im Embacher Gebiet kann erst nach Beendigung der Zuschotterung erfolgt sein, denn sonst könnte die Schottermächtigkeit in ihrem Gebiete nicht gleich derjenigen im Pongau sein. Sie überdauerte mit ziemlicher Sicherheit die jüngste Großvergletscherung. Es bewahrheitet sich der Satz Kautzkys [18, S. 420]: „Die Verbiegungen haben nicht alle dasselbe Alter.“

Es fragt sich nun, ob die Kleinbewegungen des Diluviums nur Fortsetzungen älterer tektonischer Bewegungen sind. Hierüber lassen sich leider auch noch keine befriedigenden Ergebnisse mitteilen. Einzig von der Inntaluntertiefung läßt sich die Vermutung aussprechen, daß sie eventuell mit der Niederbiegung der Inntaldecke in Zusammenhang steht, was schon Ampferer [18] vermutet hatte. Hier macht sich leider störend bemerkbar, daß der Nordrand der Inntaldecke noch nicht bekannt ist. Würde derselbe in der Gegend von Mittenwald das Isartal kreuzen, so wäre ein Zusammenhang von Inneinbiegung und Knickung der Isarschotteroberkante nicht von der Hand zu weisen und damit wäre auch der Zusammenhang der beiden Einbiegungen (Inntal und Inntaldecke) sehr wahrscheinlich.

Kleinbewegungen sind in jüngerer Zeit auch außerhalb unseres Gebietes nachgewiesen worden, so von Ampferer [29] in der Gegend von Admont und Hieflau und von Kossmat¹⁾ und später von Winkler [84] im Isonzogebiet. Letztere konnten zeigen, wie dieselben sich eng an die frühere Tektonik anschließen.

Der Umfang der einzelnen Kleinbewegungen ist nur lokal; regional scheint dagegen die Verbreitung von solchen Verbiegungen über die ganzen Alpen zu sein.

Welcher Art die Kleinbewegungen sind, kann heute noch nicht entschieden werden. Ich verweise hier nur auf die theoretischen Erörterungen Ampferers in Lit. [18 und 23] und in den „Beiträgen zur Auflösung der Mechanik der Alpen“, 2. Fortsetzung, Jahrbuch 1926.

Einwandfreie Schwingungen im Sinne Pencks [z. B. 68, S. 369] konnten nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Solche können eventuell im Isar- und oberen Inntal stattgefunden haben, bestimmt aber nicht im Innlängstal. Nichts deutet im letzteren Gebiet auf eine spätglaziale Aufwölbung hin. Haben wirklich Schwingungen stattgefunden, so besaßen sie in unserem Arbeitsgebiet nur ganz untergeordnete Bedeutung. Ich betrachte daher die Schlußfolgerungen Pencks [68, S. 370], nach der die Schwingungen eine spezifische Bewegungsart in den ehemals vergletscherten Alpen sein sollen, für verfrüht.

Zum Schluß möchte ich noch auf die durch Ampferer [27] und Penck [68] bekannt gewordenen lokalen Emporwölbungen einzelner Gebirgsstöcke eingehen. Auf diejenige des Zahnen Kaisers wurde schon kurz hingewiesen (S. 380 und Fig. 7). Die Annahme einer solchen Hebung erklärt die dortigen Verhältnisse am besten. Damit wären aber die Breccien in jenem Gebiet tektonisch bedingt und schieden somit aus der Reihe der klimatisch bedingten interglazialen Breccien aus. Wann diese Emporhebung erfolgte, ist nicht festzustellen.

Wenden wir uns nun der von Penck festgestellten Emporhebung des Wettersteingebirges zu. Die Beobachtungstatsachen, die zur Annahme dieser Hebung führten, möchte ich hier nicht wiederholen, ich verweise diesbezüglich auf Lit. [68, S. 343 ff.]. Aus obigen Ausführungen Pencks geht hervor, daß das Wettersteingebirge als Ganzes betrachtet

¹⁾ Kossmat, Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde, Berlin 1916, S. 54 ff.

seit der Praglazialzeit emporgehoben wurde, wobei sehr wahrscheinlich der gesamte Gebirgsstock noch in Schollen von verschiedener Bewegungstendenz zerlegt wurde. Daß die nördlich des Wettersteingebirges gelegene Talweitung von Garmisch-Partenkirchen ein Senkungsfeld darstellt, ist nach den Ausfuhungen Pencks ebenfalls sehr glaubhaft. Die Hebung begann bestimmt vor Beginn des Interglazials und scheint bis in die heutige Zeit anzudauern wie auch die Senkung von Garmisch.

Gegen die Annahme Pencks wendete sich neuerdings Heim¹⁾, der in den gegen Garmisch mächtig abfallenden Wänden des Wettersteingebirges die Uberstiebungsfront einer ostalpinen Decke sieht. Es kann sich nur um die Inntaldecke handeln. Neuere Untersuchungen von Richter und Steinmann H. G.²⁾ machen es sehr wahrscheinlich, daß die Stirnfront der Inntaldecke weiter nördlich zu suchen ist; die Erklärung Heims für die gewaltigen morphologischen Unterschiede versagt demnach und ich möchte hier nur Penck zustimmen, der dieselbe durch junge Schollenbewegungen erklärt. Das Emporsteigen des Wettersteingebirges scheint sich auf dasjenige des Miemingers übertragen zu haben, denn durch ein solches ließe sich die heutige Lagerung der Judenkopfbreccie sehr gut in Einklang bringen. Das gewaltige Einschneiden des Judenbaches und die große Höhe der Breccie lassen sich am besten durch eine Emporhebung des Miemingergebirges erklären, die nach Ablagerung der Breccie erfolgte.

Mehrfache solche Gebirgsemporwolbungen beschrieb ferner Ampferer [27] aus den Haller Mauern und Ennstaler Alpen, so daß an ihrer Existenz kaum mehr zu zweifeln ist.

Wir haben hier meiner Ansicht nach weitere Zerfallserscheinungen des Kettengebirges vor uns. Die Alpen scheinen sich immer mehr in kleine Schollen zu zerlegen und so langsam zum Schollengebirge zu degenerieren.

Es läßt sich sehr leicht denken, daß durch eine solche Gebirgsemporwolbung die Seitenbäche im Bereiche der gehobenen Schollen gewaltig einschnitten, den älteren Breccienschutt ausraumten und mächtige Schuttkegel anhäuften. Damit ließe sich vielleicht die Bildung der älteren Talzuschotterungssedimente erklären, wodurch auch ihr lokales Auftreten verständlich würde. Es soll dies aber nicht als beobachtete Tatsache, sondern nur als Hypothese gelten, da genaue Beobachtungen daraufhin fehlen.

Die Alpen treten uns heute noch als ein sehr labiler Streifen der Erde entgegen; sie waren während des Diluviums in andauernder Bewegung. Doch handelt es sich nicht mehr um Uberstiebungen und Faltungen als vielmehr um die Zerfallserscheinungen eines Kettengebirges; isostatische Ausgleichs- und Schollenbewegungen. Wenn auch dieselben zum Teil Berge schafften, so sind sie keine orogenetischen Bewegungen im Sinne der tektonischen Begriffe (siehe Penck [68, S. 370]).

¹⁾ Heim, Die Gipfflur der Alpen. Neujahrsbl. d. Nat. Ges., Zürich, 1927.

²⁾ Zur Tektonik d. bayr. Alp. zw. Ammer und Lech. Zentr. Bl. f. Min. etc., Abt. B, 1927.

Den genauen Verlauf der jungen Kleinbewegungen und ihre Umgrenzung festzusetzen, ist nur nach genauer Kartierung möglich, wobei vor allem auch die Morphologie zu ihrem Recht kommen muß. Hier werden wir von Ampferer noch viele wertvolle Beiträge zu erwarten haben.

Gesamtzusammenfassung:

In dem hier behandelten Gebiet lassen sich mit Sicherheit nur zwei Großvergletscherungen, getrennt durch ein ausgedehntes Interglazial, feststellen.

Im Präglazial oder Frühdiluvium erfolgte schon eine nicht unbedeutende Zuschotterung der Täler, in der Hauptsache von den Zentralalpen her. Als Rest treten uns heute die sogenannten „Nagelfluhreste“ entgegen.

Die interglazialen Ablagerungen lassen sich sowohl genetisch wie zeitlich in drei Teile trennen: in die Breccien, die Schuttkegel der älteren — und die Terrassenschotter der jüngeren Talzuschotterungsphase. Alle drei Ablagerungen sind durch Erosionsdiskordanzen voneinander getrennt.

1. Die Breccien sind Reste einer mächtigen Gebirgsumhüllung, die vom Seitengehänge her erfolgte. Sie war von der Zeit des Eistrückzuges getrennt und aller Wahrscheinlichkeit nach rein klimatisch bedingt. Sie erfolgte infolge gesteigerter Schuttlieferung.

2. Die ältere Talzuschotterungsphase ist durch mächtige, lokale Schuttkegel charakterisiert, die sich aus den Seitentälern heraus ergossen. Sie weisen infolge Ablagerung an steilen Stufenmündungen meist bedeutende Schrägschichtung auf. Es scheint sich hier weniger um neue gesteigerte Schuttlieferungen als um Schuttumlagerungen aus dem Material der Seitengehänge (vgl. Abschnitt 1) zu handeln. Dieselben sind vielleicht an das schollenartige Emporsteigen einzelner Gebirgsstöcke gebunden.

3. In der jüngeren Talzuschotterungsphase erfolgte eine gewaltige Aufschotterung in den Tälern, die von den Haupteinzugsgebieten her erfolgte. Dieselbe war durch tektonische Bewegungen hervorgerufen worden; vor allem durch longitudinale Großbewegungen, die an die einzelnen geologischen Hauptzonen der Alpen gebunden waren. Es fand eine asymmetrische Emporwölbung der Kalkalpen statt, deren nördlichste Teile gegenüber dem Vorland einsanken, während relativ dazu die südlichen gehoben wurden. Die Zentralalpen zeigen eine weitere Emporhebung gegenüber den Kalkalpen. Eine kleine Einbiegung scheint sich im Bereich der Grauwackenzone einzuschieben. Diese Großbewegungen verliefen gleichsinnig schon im jüngeren Tertiär.

Dieselben wurden durch lokalbegrenzte Kleinbewegungen unterbrochen, die stellenweise ein Weiterleben älterer tektonischer Bewegungen erkennen lassen. Im großen und ganzen scheinen sie aber Neubewegungen zu sein, bedingt durch den Verfall des Kettengebirges zum Schollengebirge.

Schon gegen Ende der Interglazialzeit erfolgte das Zerschneiden der gewaltigen Schottermassen, wobei es zur Terrassierung derselben kam. Das vorrückende Eis der letzten Großvergletscherung fand die Täler in nahezu heutiger Gestalt vor.

Literatur.

1. Ampferer O. Geologische Beschreibung des nördlichen Teiles des Karwendelgebirges. Jahrbuch 1903.
2. — Studien über die Inntalerrasse. Jahrbuch 1904.
3. — Aus der geologischen Geschichte des Achensees. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins 1905.
4. — Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. Jahrbuch 1905.
5. — Über die Terrasse von Imst-Tarrenz. Jahrbuch 1905.
6. — Über Gehängebreccien der nördlichen Kalkalpen. Jahrbuch 1907.
7. — Glazialgeologische Beobachtungen im unteren Inntal. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. II, 1907.
8. — Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung von Reutte. Verhandlungen 1907.
9. — Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung von Bludenz. Jahrbuch 1908.
10. — Über die Entstehung der Inntalterrassen. Verhandlungen 1908.
11. — Über die Entstehung der Inntalterrassen. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. III, 1908.
12. — Über einige Grundfragen der Glazialgeologie. Verhandlungen 1912.
13. — Exkursion zur Mündung des Vomperloches. Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern. Leipzig 1913.
14. — Bemerkungen zu dem Aufsatz von J. Bayer: Identität der Achenschw. Penks mit dem Rib-Würminterglazial. Verhandlungen 1914.
15. — Über die Aufschließung der Liegendmoräne unter der Höttinger Breccie im östlichen Weiherburggraben bei Innsbruck. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. 8, 1914.
16. — Über die Entstehung der Hochgebirgsformen in den Ostalpen. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins 1915.
17. — Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntales. Jahrbuch 1915.
18. — Über die Bohrung von Rum bei Hall in Tirol. Jahrbuch 1921.
19. — Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärs. Jahrbuch 1922.
20. — Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Lechtal (5045), Wien 1924.
21. Über geologische Methoden zur Erforschung des Eiszeitalters. „Die Eiszeit“, Bd. I, 1924.
22. — Beiträge zur Glazialgeologie des Enns- und Ybbstales. „Die Eiszeit“, Bd. I, 1924.
23. — Über einige Beziehungen zwischen Tektonik und Morphologie. Zeitschrift für Geomorphologie, Bd. I, 1925.
24. — Beiträge zur Morphologie und Tektonik der Kalkalpen zwischen Inn und Saalach. Jahrbuch 1925.
25. — Über geologisch-technische Erfahrungen beim Bau des Spullerseewerkes. Jahrbuch 1925.
26. Über die geologischen Verhältnisse des Achensees und die beim Bau des Achenseewerkes geschaffenen neuen Aufschlüsse. Innsbruck 1926.
27. — Über größere junge Formenänderungen in den nördlichen Kalkalpen. Zeitschrift für Geomorphologie 1926.
28. — Geologische Profile aus dem Gebiet des Kössener Beckens. Jahrbuch 1927.
29. — Beiträge zur Geologie der Umgebung von Hiefau. Jahrbuch 1927.
30. — und Hammer W. Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Landeck (5145). Wien 1924.
31. — und Ohnesorge Th. Blatt Zirl-Nassenreith (5046). Wien 1924.
32. — — Blatt Innsbruck-Achensee (5047). Wien 1924.
33. Bayer J. Identität der Achenschw. Penks mit dem Rib-Würminterglazial. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien, Bd. VII, 1914.
34. — Die derzeitigen Ansichten über das Inntalquartär. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien, Bd. 15, 1922.
35. — Die geologische und archäologische Stellung des Hochgebirgs-Paläolithikums der Schweiz. „Die Eiszeit“, Bd. I, 1924.

36. Blaas J. Erläuterungen zur geologischen Karte der diluvialen Ablagerungen in der Umgebung von Innsbruck. Jahrbuch 1890.
37. Brückner E. Die Vergletscherung des Salzachgebietes usw. Geographische Abhandlungen, Bd. I, Heft 1, 1886.
38. — Albert Pencks neue Untersuchungen über die Eiszeit in den nördlichen Alpen. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. XIII, 1924.
39. Fels E. Gehängebreccien im Karwendelgebirge. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde. Berlin 1920.
40. Fugger E. Erläuterungen zur geologischen Karte der Österreichisch-ungarischen Monarchie: Hallein und Berchtesgaden. Wien 1907.
41. Gillitzer G. Geologischer Aufbau des Reiteralpgebirges im Berchtesgadener Land. Geognostisches Jahresheft XXV, München 1913.
42. Hahn F. F. Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe. Jahrbuch 1910.
43. — Geologie des oberen Salzachgebietes zwischen Lofer und Diesbachtal. Jahrbuch 1913.
44. Hammer W. Glazialgeologische Mitteilungen aus dem Oberinntal. Verhandlungen 1912.
45. — Erläuterungen zur geologischen Karte der Republik Österreich: Blatt Nauders (5245). Wien 1923.
46. Hilber V. Bildungszeiten der Flußbaustufen. Geographischer Anzeiger, 9. Jahrgang 1908.
47. — Baustufen, Paläolithikum der Lösstellung. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien XI, 1918.
48. Kautzky F. Die jüngeren Verbiegungen in den Ostalpen und ihr Ausdruck im Schwerebild. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften Wien CXXXIII, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abh. 1, 1924.
49. Klehelsberg, von R. Probleme der alpinen Quartärgeologie. Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft LXXXVI, 1924.
50. Krauß H. Geologische Aufnahmen des Gebietes zwischen Reichenhall und Mellek. Geognostisches Jahresheft, München 1914.
51. Lebling C. Geologische Beschreibung des Lattengebirges im Berchtesgadener Land. Geognostisches Jahresheft, München 1912.
52. Levy F. Diluviale Talgeschichte des Werdenfeller Landes und ihre Nachbargebiete. Ostalpine Formenstudien I/1. Berlin 1920.
53. — Quartäre Formenentwicklung der Schlierseer Berge und ihre Nachbarschaft. Ebenda I/2, 1922.
54. — Quartärstudien in den Chiemgauer Bergen. Ebenda I/3, 1922.
55. Leyden F. Grundfragen der alpinen Formenkunde. Geologische Rundschau, XV., 1924.
56. — Gliederung des alpbayrischen Spätglazials. Geologische Rundschau, XVI, 1925.
57. Lichtenecker N. Das Bewegungsbild der Ostalpen. Die Naturwissenschaft Heft 35, 13. Jahrgang 1925.
58. Meesmann P. Geologische Untersuchungen der Kreideketten des Alpenrandes im Gebiet des Bodenseerheintales. Dissertation, Basel 1925.
59. Müller J. Die diluviale Vergletscherung und Übertiefung im Lech- und Illergebiet. Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt, XXXVIII., 1918.
60. Nowack F. Die Entstehung der Inntalerrasse. Geologische Rundschau, IX., 1919.
61. Penck Alb. Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1882.
62. — Die Höttinger Breccie und die Inntalerrasse nördlich von Innsbruck. Abhandlungen der Preußischen Akademie der Wissenschaften, Jahrgang 1920, Physikalisch-naturwissenschaftliche Klasse, Nr. 2, Berlin 1921.
63. — Die Terrassen des Isartales in den Alpen. Sitzungsberichte der Preußischen Akademie der Wissenschaften, mathematisch-physikalische Klasse, XIX., 1922.
64. — Ablagerungen und Schichtenstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. Ebenda, XX., 1922.
65. — Glaziale Krustenbewegung. Ebenda, XXIV., 1922.
66. — Die letzten Krustenbewegungen in den Alpen. Geol. Fören, Förhandl. XLIV., Stockholm 1922.
67. — Das Antlitz der Alpen. Die Naturwissenschaft, Heft 47, 12. Jahrgang, 1924.

68. — Glazialgeologische Beobachtungen in den bayrischen Alpen. Alte Breccien und junge Krustenbewegungen in den bayrischen Alpen. Die Eiszeit in den bayrischen Alpen. Sitzungsberichte der Preußischen Akademie der Wissenschaften, mathematisch-physikalischen Klasse, XVII., 1925.

69. — und Brückner E. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1902—1909.

70. Philipp H. Die geologische Tätigkeit des Eises. Salomon: Grundzüge der Geologie, Stuttgart 1924.

71. Pia J. Geologische Skizze der Südwestecke des Steinernen Meeres bei Saalfelden usw. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abteilung I, 132. Bd., 1923.

72. Reis O. M. Erläuterungen zur geologischen Karte des Wettersteingebirges. Geognostisches Jahreshft, München 1911.

73. Rinaldini v. B. Die Kitzbüheler Alpen. Ostalpine Formenstudien, II 3, Berlin 1923.

74. Schaad H. W. Geologische Untersuchungen zwischen Feldkirch und Hochfreschen. Dissertation Zürich 1925.

75. Schlosser M. Zur Geologie des Unterinntales. Jahrbuch 1909.

76. Singer M. Über Talverlegung und Tunnelbau. Österreichische Wochenschrift für den öffentlichen Baudienst, Heft 35, Jahrgang 1915.

77. Spitz und Dyhrenfurth. Monographie der Engadiner Dolomiten usw. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge, XLIV. Lieferung, Bern 1915.

78. Sölch J. Grundfragen der Landformen in den nordöstlichen Alpen, Geogr. Annaler., Heft 2, Stockholm 1922.

79. — Neue Ausblicke und Arbeiten der Glazialforschung in den deutschen Alpen. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde, Berlin 1923.

80. — Geographischer Führer durch Nordtirol. Sammlung geographischer Führer, I, Berlin 1924.

81. Stiny J. Die ostalpinen Eiszeitschotterfluren. Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 1923.

82. Wehrli H. Glazialgeologische Beobachtungen im Salzachtal zwischen Bruckfusch und Paß Lueg. „Die Eiszeit“ 1927, Heft 1/2.

83. Winkler A. Über die Beziehung zwischen Sedimentation, Tektonik und Morphologie in der jungtertiären Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse, Abteilung I, der Akademie der Wissenschaften in Wien, 132. Bd., 1923.

84. — Zur Eiszeitgeschichte des Isonzotales. Zeitschrift für Gletscherkunde, XV., 1926—1927.

Inhaltsverzeichnis.

Vorwort	357
I. Einleitung	358
II. Die interglazialen Ablagerungen	363
1. Die Gehängebreccien	363
Zusammenfassung	383
2. Die fluviatilen und lakustren Sedimente des Diluviums	384
A. Die „alten Innkonglomerate (Nagelfluh)“	384
Zusammenfassung	387
B. Die Terrassensedimente	387
a) Die Verbreitung und Lagerung der Terrassensedimente in den einzelnen Talgebieten	389
α) Inntal	389
Oberinntal	389
Das Längstal des Inns von Landeck bis zum Alpenrand Landeck bis unterhalb Riegel von Karres, Terrasse von Innst-Tarrenz	392
Mieminger Hochfläche	399
Nördliches Inntalgehänge zwischen Telfs und Jenbach	400
Das Vomperloch	404
Der Achenseedamm	408
Südliches Inntalgehänge zwischen Ötz- und Zillertal	409
Zillertal	412
Das Unterinntal und seine Nebentäler	412
Die Sohle des Inntales	424
Zusammenfassung und Schlußfolgerungen	426
Verbreitung, Höhenlage und Mächtigkeit der Terrassen- sedimente	426
Aufbau und Bildungsweise der Terrassensedimente	428
Gliederung der Terrassensedimente	432
Alter der Terrassensedimente	434
Ursachen der Untertiefung	437
β) Das Gebiet westlich des Inns. Das Illertal	438
Zusammenfassung und Schlußfolgerungen	444
γ) Die Täler nördlich des Inns	445
Das Illertal	445
Das Lechtal	445
Das Loisachtal	447
Das Isartal	447
Zusammenfassung und Schlußfolgerungen	450
δ) Die Täler östlich des Inns	450
Das Große-Achetal	450
Das Saalachtal	457
Das Salzachtal	459
Zusammenfassung und Schlußfolgerungen	465
3. Beziehungen zwischen den Gehängebreccien und den Terrassensedimenten	471
4. Gliederung des Diluviums (Die Frage der Sockelmoräne)	472
III. Verlauf der Interglazialperiode	474
a) Die Zeit der Breccienbildung	474
b) Ältere Phase der Talzuschotterung	475
c) Jüngere Talzuschotterungsphase. Bildung der Terrassenschotter	476
d) Die Zerschneidung der Terrassenschotter	486
IV. Die Diluvialtektonik und ihre Ursachen	486
Gesamtzusammenfassung	491
Literatur	492

Tafel VIII a) Lagerung der Gehängebreccien. Die Nummern geben die Lage der Breccien an (siehe Tabelle I)

Tafel VIII b) Lage der Ablagerungen der älteren Zuschotterungsphase, der Wechsel-lagerungen von Schottern mit Moräne und der Interglazialprofile.

Tafel VIII c) Die Höhenlage der Oberkante der Terrassenschotter.

Tafel IX d) Längsschnitte durch die Haupttäler.

Tafel IX e) Die Schottermächtigkeiten der Haupttäler.

Zusammenstellung der Breccienvorkommnisse zwischen Rhein und Salzach.

+ = vorhanden, - = fehlt, ohne Zeichen = Untersuchungen fehlen.

1)	Name	Lage	Höhe	Beziehung zu Moränen 2)	Mit Erratum	Zerschnitten	Anderer Untergrund bzw. Bildung	Art 3)	Zusammensetzung 4)
1	Grafenspitze	S	1000—1500	HE	—	+	—	Kt	td
2	Batzig	S	—	L HE	—	—	—	Kt	td
3	Steinjoch	S	2080—2150	—	—	+	—	H	tw
4	Duftalpe	S	1440—1480	H	—	+	+	H	tk, tr
5	Tschirgant	S	1000—1600	L H	—	+	—	H und B	tw
6	Marienbergalpe	S	1750—1900	Schliff	—	+	—	H	tm, lw
7	Judenköpfe	S	1927—2194	—	+	+	+	H	tw
8	Karkopf	S	1300—1900	—	+	+	—	H	tw
9	Südabhang des Wettersteingebirges	S	1100—1916	—	—	+	schwach	H und K	tw + tm
10	Klammbach	S	1280—1340	H	+	+	—	M	
11	Törl	S	2270—2376	präglazial	—	+	+	M + (Konglomerate)	tw, tl
12	Schachen	N	1866—1942	HL	—	+	schwach	H	tw, tl
13	Längenfeld	N	1500—1850	L HL	+	+	+	M (Wildbach)	vorherrschend tw
14	Arnspitze	N	1140—1500	L H	—	—	—	H	tw
15	Sulzeleklamm	W	1140	—	—	+	—	H	
16a	Viererspitze	N	1020—1450	L H	—	+	—	H	vorherrschend tw
16b	Hochland	N	1380—1990	L HL	—	+	+	H + M	vorherrschend tw
17	Hochalpenpaß	S	1400—1570	L H	—	+	—	H + M	tw + tm
18	Teufelskopf	S	1300—1800	H	—	+	—	H	tm
19	Kienleitengraben	S	1100	L HE	—	+	—	Kn	
20	Sonnenspitze	S	1500—1800	H	—	+	schwach	H	tw
21	Moserkarspitze	S	2520	präglazial (?)	—	+	+	H	tw
22	Hohe Warte	S	700—1800	—	—	+	—	H	tw

23	Höttinger	S	635—2000	L	H	+	+	schwach	H + M	t, hauptsächlich tw
24	Tauerer Alpe	S	1500	—	—	—	+	—	H	tw + tm
25	Törl (Haller)	S	1774	—	—	—	+	+	H	
26	Halltal	S, O	1200—2000	—	—	—	+	—	H	tw
27	Vompertal	S	1008—2000	L	H	—	+	schwach	H	tw
28	Buchauer Alpe	W	1200—1300	—	—	—	+	—	—	tw + tm
29	Brandenbergertal	O	700—800	—	H	+	+	—	B	l
30	Pölvén	S	1100—1300	—	—	—	+	—	H	tw + tm
31	Südgräben des Kaisers	S	750—900	—	H	—	+	—	M (Wildbäche)	t, tw, tl, td
32	Baumgartenalpe	S	1080—1100	—	—	—	+	—	H	
33	Auhäusl		740	Int. Schotter	—	—	+	—	—	
34	Pyramidenspitze	S	1400—1600	—	—	—	+	+	H	tw
35	Pyramidenspitze	N	850—1200	—	—	—	+	schwach	H	tw
36	Itzelgruben	N	900—1000	—	—	—	+	—	—	
37	Loferer Steinberge	W, N								
38	Weißbachalm	W	1300—1900	—	HL	—	+	—	H + M	trk
39	Steinernes Meer	S	1300—1400	—	—	—	+	—	—	
40	Schinking	S	700—1000	—	—	—	+	—	—	nur t.
41	Wimmbach	N	700—800	L	H	—	+	—	Kn	
42	Larsobach ^f	N	700—800	L	H	—	+	—	Kn	
43	Mühlbach	S	940—1450	—	H	—	+	schwach	H	
44	Bischofshofen	O	740	—	—	—	+	—	H	
45	Tänneck									nur durch Breccienblöcke auf der Terrasse festgestellt

1) Die Zahlen stimmen mit denen auf Tafel VIIIa überein.

2) L = Liegendmoräne, H = Hangendmoräne von Großgletschern, HE = Erratische Blöcke, HL = Lokalmoränen vom Rückzugsstadium.

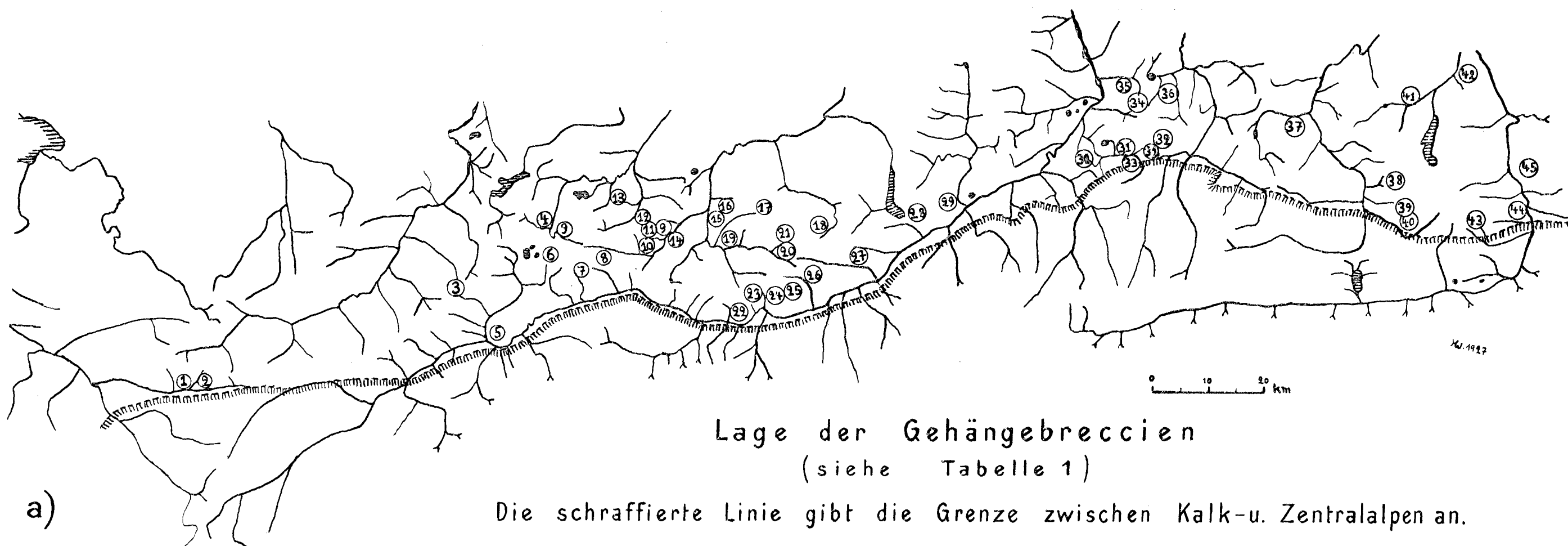
3) Kt = Schuttkegel trocken, Kn = desgleichen naß, H = Schutthalde, M = Murgänge, B = Bergsturz.

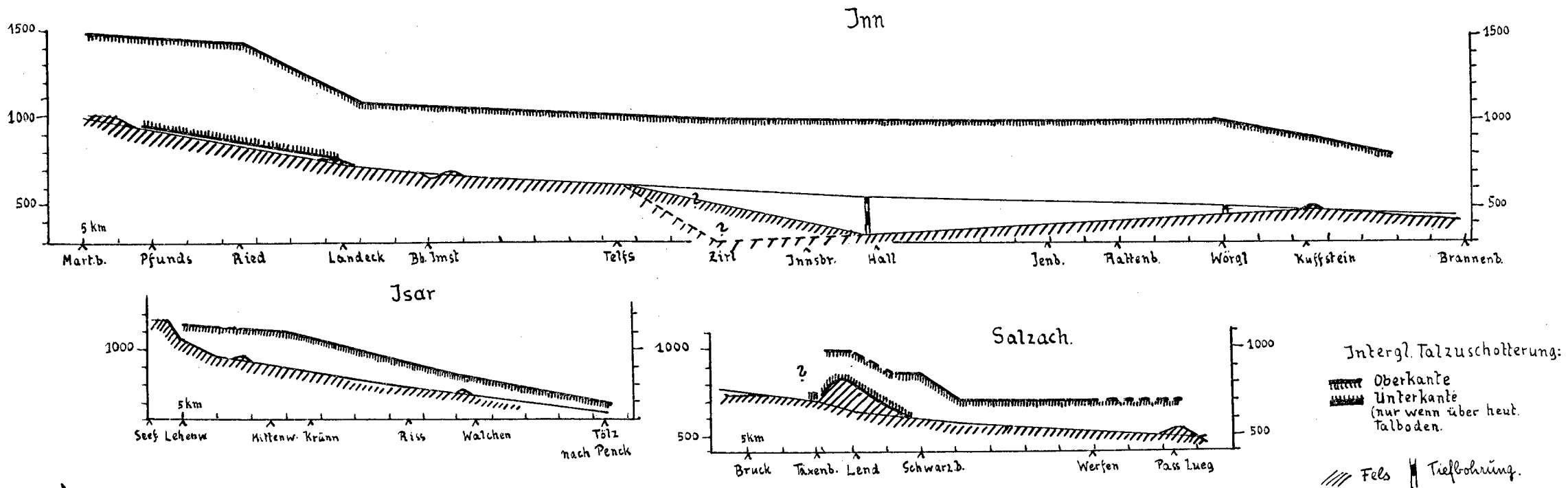
4) t = Buntsandstein, tm = Muschelkalk, tw = Wettersteinkalk, tl = Raibler Schichten, td = Hauptdolomit, tk = Plattenkalk, tr = Kössener Schichten, trk = Dachsteinkalk, l = Lias.

5) Diese beiden Schuttreste sind möglicherweise von den Breccien zu trennen und den Ablagerungen der älteren Zusehottterungsphase zuzuteilen.

Übersicht des Interglazials (mit Präglazial).

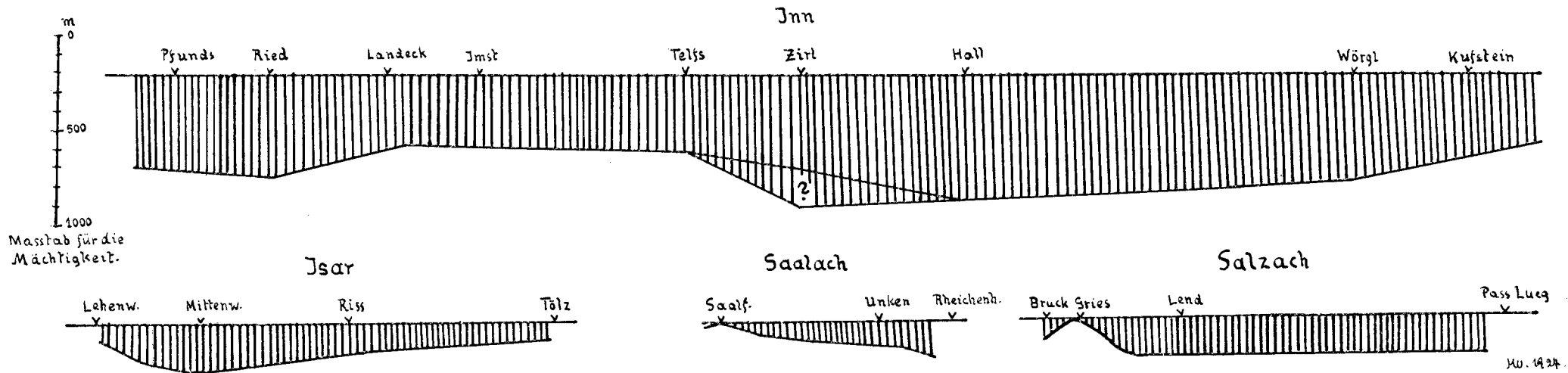
		Ablagerungen	Morphologisches Geschehen	Großtektonik	Kleintektonik
2. Großvergletscherung		Hangendmoräne			
Interglazial	Zerschneidung der Terrassenschotter	~~~~~ Erosion ~~~~~	Einschneiden der Täler bis nahe zur heutigen Tiefe. Terrassenbildung (Inn, Groß-Ache)	Allgemeine Hebung der Alpen	
	Jüngere Zuschotterungsphase	Ablagerung der Terrassenschotter. Lokale Seebildung in toten Winkeln der Aufschüttung ~~~~~ Erosion ~~~~~	Zuschotterung der Täler mit 100—700 m mächtigen Schotternassen Zerschneidung der Schuttkegel	Verschiedene Bewegungen der einzelnen Hauptgebirgszonen (Kalkalpen-, Grauwacken- und Zentralgebirge)	
	Ältere Zuschotterungsphase	Bildung der Schuttkegel am Ausgang von Seitentälern (Vomperloch, Reissenden-Ranggen, Telfs, St. Johann i. P.) usw. ~~~~~ Erosion ~~~~~	Zerschneidung der Breccie Die Stufenmündungen der Seitentäler waren höher als heute	Emporhebung einzelner Gehirgsstöcke?	
	Breccienbildung	Ablagerung der Breccien	Umhüllung der Gebirgsketten mit mächtigen und hochaufragenden Schutthalden		
1. Großvergletscherung	Bildung einer Vegetationsdecke Liegendmoräne				
Präglazial		Ablagerung der jüngeren Nagelfluh (Angath, Brannenburg) ~~~~~ Erosion ~~~~~	Täler tiefer eingeschnitten als heute	Hebung der Alpen	? — Heraushebung des Wettersteingebirges — ?
		Ablagerung der älteren Nagelfluh (Nassereith, Pendling, Durchholzen) Breccienbildung am Törl und Sonnenspitze	Täler noch nicht bis zur heutigen Tiefe eingeschnitten		





Ku. 1927.

d) Längsschnitte durch einige Haupttäler (in einer Ebene aufgerollt.)



e) Schottermächtigkeit in den Hauptälern.