

# Über die Klambildung und Talverschüttung im Brandenburg-Steinberger Gebiet

Von Walter Schreiber (Kramsach)

Mit 1 Karte 1: 25.000, 3 Profilen und 3 Abbildungen (Tafel II)

## Vorwort

Seit dem Jahre 1920 widmete sich Herr Prof. Dr. R. v. Klebelsberg neben seiner Forschungs- und Lehrtätigkeit noch besonders der Aufgabe, der akademischen Jugend nicht nur wissenschaftliches Arbeiten in den Alpen, vor allem in Tirol, zu ermöglichen, sondern auch die Ergebnisse dieser Untersuchungen der Veröffentlichung zuzuführen. Dieses Streben stieß angesichts der Tatsache, daß für wissenschaftliche Belange die öffentlichen Hilfsquellen im allgemeinen viel spärlicher fließen als für andere Zwecke, oft genug auf bedeutende Schwierigkeiten. Herr Prof. v. Klebelsberg hat aber als wahrhafter Förderer der Forschung über den Alpenverein, die „Notgemeinschaft“ und andere Stellen immer wieder Mittel und Wege gefunden, das angegebene, selbst gesteckte Ziel zu erreichen. Seiner gütigen Unterstützung hatte solcherart gleich vielen anderen Jungakademikern auch der Verfasser die Drucklegung früherer Arbeiten zu danken. So bedeutet denn die Mitarbeit an der vorliegenden Festschrift für all jene, die einst dieser Förderung teilhaft wurden, eine ehrenvolle und willkommene Gelegenheit, Herrn Prof. v. Klebelsberg, der nicht nur als erfolgreicher Wissenschaftler und Hochschullehrer von selten anzutreffender Weite des Interesses, sondern auch als Mensch die volle Achtung und Zuneigung seiner ehemaligen Hörschaft besitzt, einen wissenschaftlichen Gruß zu entbieten und ihm für die erwiesene Unterstützung ihre Ergebenheit auszudrücken.

## Einleitung

Die Frage nach der Entstehungszeit der Klammern sowie die Frage nach der Mechanik der Talverschüttung ist für so manches Alpenttal noch völlig

unbeantwortet. Während einzelne Klammen Nordtirols als postglaziale Epigenesen gedeutet werden, schreibt man anderen wieder vorwürmzeitliches Alter zu. Im zweiten Fall ist aber angesichts der interglazialen Talverschüttung und deren Zerschneidung vielfach noch zu untersuchen, ob die Ausbildung der Klammen gleichzeitig mit der Zerschneidung des Einschüttungsmateriales erfolgte oder womöglich vor die Talverschüttung fiel.

Auch in der Frage des zwischenzeitlichen Verschüttungsvorganges im Inntale stehen sich wiederum zwei Meinungen gegenüber, deren eine für einen einheitlichen, wenn auch deformierten Seespiegel eintritt, während die andere die Existenz mehrerer verschiedener Stauseespiegel annehmen zu müssen glaubt.

Diese Verhältnisse im Brandenburg-Steinberger Gebiet zu klären, ist der Zweck der vorliegenden Arbeit. Die Feldbeobachtungen wurden im Sommer 1938 zusammengetragen und die Arbeit selbst im Herbst des gleichen Jahres abgeschlossen. Da von anderer Seite weder über das Brandenburg-Steinberger Gebiet, noch über ein anderes Tal Tirols eine ähnliche Untersuchung durchgeführt wurde, so ist die vorliegende kleine Arbeit noch nicht überholt.

### I. Die Lagerungsverhältnisse der diluvialen Sedimente

Da diese bereits von O. Ampferer eingehend beschrieben wurden (vgl. Lit. Nr. 1 bis 6<sup>1)</sup>) und die eigene Begehung außer einer rein quantitativen Erweiterung des bisherigen Fundbestandes im wesentlichen die Richtigkeit dieser Beobachtungen erbrachte, so soll auf eine eingehende Darstellung der einzelnen Vorkommnisse hier verzichtet und der Charakter dieser Einschüttung nur in den allgemeinen Zügen umrissen werden.

Ein aus der mehrfachen Aufeinanderfolge von schlucht- und klammförmigen Engen und beckenartigen Weitungen bestehendes Tal wird von einer Aufschüttungsserie erfüllt, welche von vereinzelt aufscheinenden, geringmächtigen, aber groben Geröllagen aus lokalen Gesteinen über weit verbreitete, jedoch in verschiedener Höhe liegende Bändertone und sehr mächtige Mehlsandbänke zu gut gerollten und horizontal geschichteten, zentralalpinen Schottern reicht. All diese Schichten werden an verschiedenen Stellen diskordant von einer durch ihr ortsfremdes Geschiebe als Fernmoräne gekennzeichneten Grundmoräne überkleidet. Was die Standörtlichkeit dieser Verschüttungsserie anbelangt, so ist wesentlich, daß die Schichten und die sie diskordant überdeckende Grundmoräne verschiedentlich in den Talweitungen bis auf den Grund der heutigen Talsohle reichen.

<sup>1)</sup> Literaturverzeichnis S. 59



Die Schutterfüllung der Nebentäler ist mit Ausnahme der Verhältnisse im Ellbach-Glemmbach-Längstal<sup>2)</sup> gegenüber der des Haupttales durch zwei Momente unterschieden: Erstens durch die geringere Mächtigkeit und zweitens durch ihre Zusammensetzung aus lokalen Gesteinen. Nur die Grundmoränenverkleidung weist auch in den Nebentälern einen gewissen Anteil an ortsfremdem Geschiebe auf. Dieses tritt naturgemäß dort stärker zurück, wo infolge des höheren Einzugsgebietes des betreffenden Seitenbaches eine gewisse Eigenvergletscherung mit lokalem Moränenmaterial möglich war. Dieser Fall liegt im Weißachtal vor, das in seinem Oberlaufe von kleinen Gletschern des Guffertstockes mit Ablagerungen erfüllt wurde. Wesentlich ist, daß die Oberkante der zentralalpiner Einschüttung nahezu horizontal in 950 m verläuft und die Obergrenze der lokalen Einschotterung in den Nebentälern ganz allmählich auf rund 1050 m ansteigt.

## II. Die Oberflächensysteme

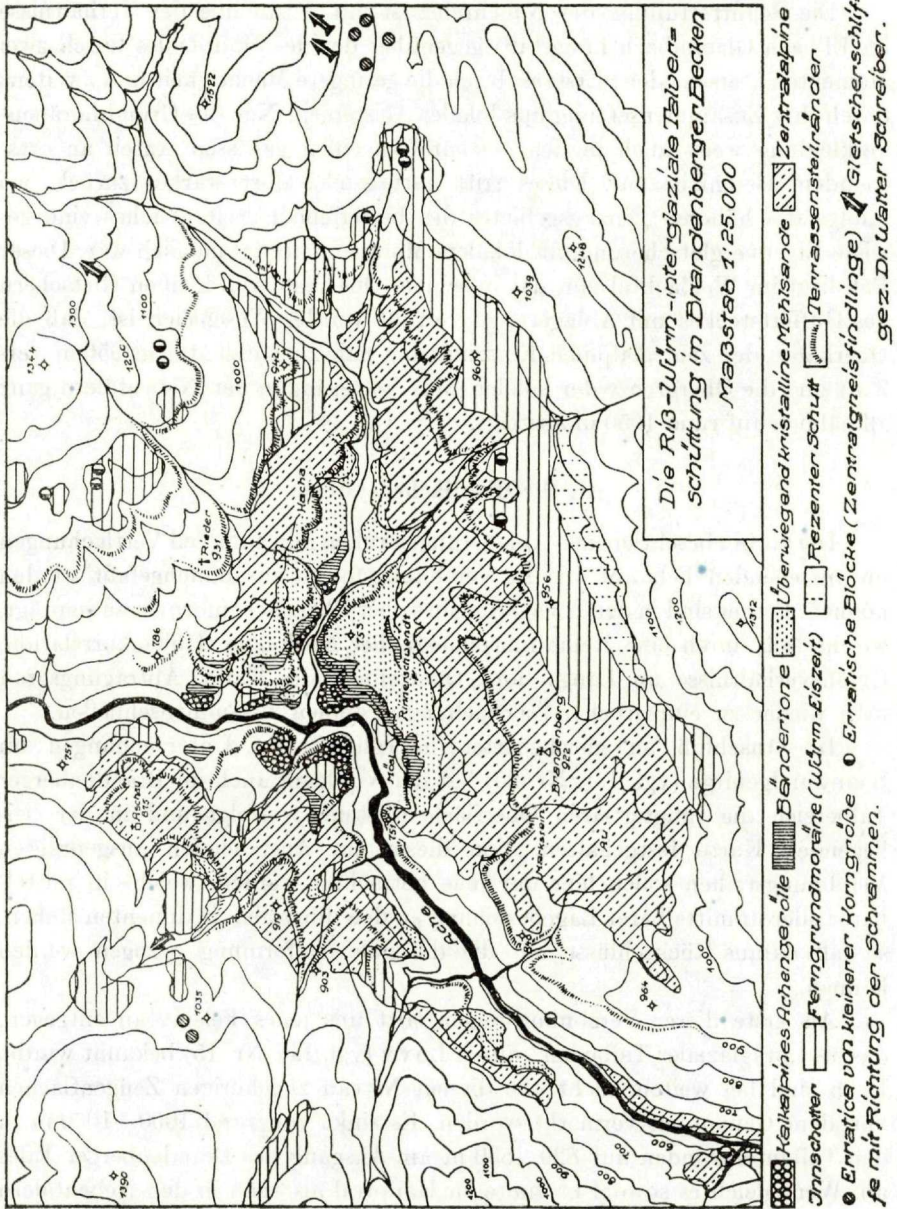
Die vorhin beschriebenen Ablagerungen ruhen nun zum Teil Verflachungen im anstehenden Fels auf, die zu Verebnungsfolgen zusammengefaßt werden können. Ferner sind in den Ablagerungen selbst Oberflächenformen ausgeprägt, welche sich durch eine Reihe morphologischer Merkmale (Höhenkorrelation, Gefällsverhältnisse im Längs- und Querschnitt des Tales, Abtragungsgrad usw.) wieder zu einheitlichen Verflachungssystemen zusammenschließen.

Im Anschluß an gleichgeartete morphologische Untersuchungen im Sonnwendgebirge (vgl. Lit. Nr. 25) hat der Verfasser auch im Brandenberger Talbereich die jungtertiären Oberflächensysteme verfolgt und in der beiliegenden Karte festgehalten. Von diesen im Anstehenden ausgeprägten Verebnungsreihen sollen hier nur jene betrachtet werden, welche in mittelbarer oder unmittelbarer Lagebeziehung zu den diluvialen Sedimenten stehen, so daß daraus Rückschlüsse auf die diluviale Talformung gezogen werden können.

Als erste dieser Verebnungsfolgen tritt uns jenes Felsniveau entgegen, das als „präglazialer Talboden“ durch Levy (vgl. Lit. Nr. 15) bekannt wurde. Doch sind bei weitem nicht alle diesem Niveau zugehörigen Zeugenflächen von dem Genannten vermerkt worden. Es sinkt von rund 1050—1060 m in den Talhintergründen auf 820—830 m am Ausgang des Brandenberger Tales ab. Wenngleich es sowohl im hinteren Haupttal als auch in den Nebentälern durch zahlreiche markante Zeugenflächen vertreten ist, die hier wegen Platzmangels nicht angeführt werden können, erreicht es seine größte Verbreitung im weiträumigen Becken von Steinberg. Der Felsboden, der hier mit Bänder-

<sup>2)</sup> Dieses Nebental führt aus dem Brandenbergtal nach Hinterthiersee.





tonen und Grundmoräne stark aufgehöhrt ist (vgl. Profil Nr. 3), setzt sich in der sehr breiten und gleichfalls verschütteten Sohle des Fleißtales bis ins Achantal fort.



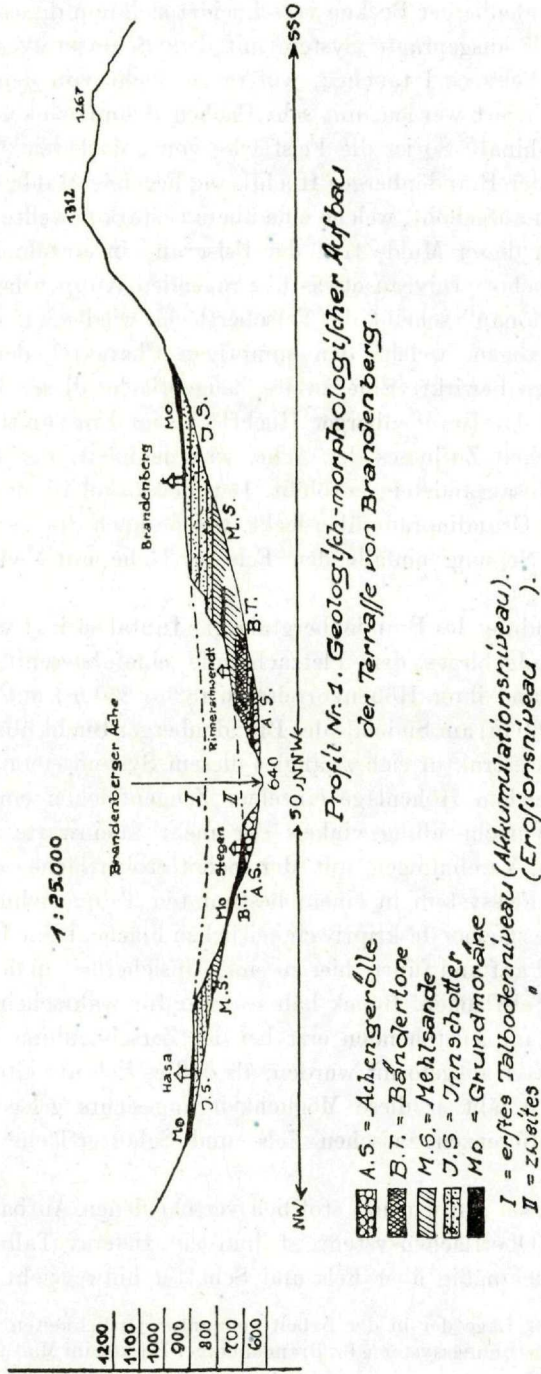
Im weiten Brandenberger Becken verschneidet sich nun dieses durchwegs im anstehenden Fels ausgeprägte System mit dem Schotterniveau der Talverschüttung. Die Felsockel tauchen, wofern sie nicht von den Schottern geringmächtig überlagert werden, mit sehr flachen Schnittwinkeln unter die Schotteroberfläche hinab. So ist die Felsfläche von „Markstein“<sup>3)</sup> sowie die am Südwest-Ende der Brandenberger Hochfläche liegende Mulde des Weilers „Au“ mit Schottern aufgehöhht, welche eine überaus stark gewellte Oberfläche aufweisen. Westlich dieser Mulde tritt der Felsgrund in einzelnen, ganz gerundeten und das Schotterniveau etwas überragenden Kuppen hervor. Auch vor dem Hofe „Schönau“ scheint die Felsoberfläche wieder auf und ist mit Grundmoräne überzogen, welche den sumpfigen Charakter der hier auftretenden Waldwiese bewirkt. Eine zweite Zeugenfläche dieses Felsflächen-systems ist im NO der Brandenberger Hochfläche im Einschnitt des Mühlbaches, eines östlichen Zuflusses der Ache, wahrnehmbar, der hier bereits den anstehenden Gosausandstein entblößt. Der Felsockel ist nur von einer ziemlich mächtigen Grundmoräne überdeckt, welche auch die Verschneidung der mit stärkerer Neigung einfallenden Felsoberfläche mit dem Schotterniveau verhüllt.

An der Einmündung des Brandenbergtales ins Inntal springt vom Südostpfeiler des Sonnwendgebirges, dem Pletzachkopfe, eine abgeschrägte Eckflur vor, welche auf Grund ihrer Höhenkorrelation (820—830 m) mit der Fläche von „Markstein“ (860 m) am Südennde der Brandenberger Bucht übereinstimmt und infolge ihrer Felsstruktur sich zwanglos diesem System einordnet.

Wegen der gleichen Höhenlage einzelner Zeugenflächen einerseits und des sehr flachen Verschneidungswinkels der mehr taleinwärts oder hangwärts auftretenden Verebnungen mit der Schotteroberfläche andererseits, verschmilzt dieses Felssystem in einem bestimmten Talquerschnitt mit der Einschüttungsebene zu einer deskriptiv einheitlichen Fläche. Diese Erscheinung tritt auch im Inntal auf und führte hier zu einer Unsicherheit in der zeitlichen Zuordnung dieser Felsflächen. Bobek hält es zwar für wahrscheinlicher, daß diese Verebnungen im Anstehenden erst bei der Zerschneidung der R—W-interglazialen Schotter ausgeformt wurden, als daß es sich um alte Felsfluren handeln sollte, doch läßt er diese Möglichkeit angesichts gelegentlich auftretender Niveaudifferenzen zwischen Fels- und Schotterfläche offen (vgl. Lit. Nr. 11, S. 179).

In dieses aus zwei zeitlich und stofflich verschiedenen Aufbauelementen zusammengesetzte Oberflächensystem ist nun ein tieferes Talbodenniveau eingesenkt, das gleichmäßig über Fels und Schotter hinwegzieht. Allerdings

<sup>3)</sup> Hinsichtlich der Lage der in der Arbeit genannten Örtlichkeiten vgl. die beigegebene Karte der Verebnungssysteme im Brandenberger Becken im Maßstab 1 : 25.000.





bleiben die Felsverflachungen an Größe und Verbreitung hinter den Schotterverebnungen zurück und treten nur in Form von Leisten und Eckfluren auf. In die Seitentäler ist dieses System fast gar nicht mehr vorgedrungen und wenn, dann blieb es auf die Ausbildung von Restflächen an der Talmündung beschränkt.

Während nun die Verflachungen der Brandenberger Einschüttungsebene durchwegs von den Schottern gebildet werden, sind die Verebnungen dieses um 150—180 m tieferen Systems im Bereich des Brandenberger Beckens in den Mehlsanden ausgeformt. Über dem Ausgang des ersten Klammabschnittes treffen wir im Hauptdolomit auf der östlichen oder Brandenberger Talflanke die noch von Schottern etwas überhöhte Felsstufe von „Brand“ in 750—780 m. Dann folgt die ausgedehnte Mehlsandstufe von „Rinerschwendt“ in 760—785 m (vgl. Profil Nr. 1), welche ihre unmittelbare Fortsetzung jenseits einer schmalen Bachrunse in der breiten, moränenverkleideten Mehlsandterrasse von „Hochhaus“ in 758—780 m findet (vgl. Bild Nr. 2). Der 150—160 m hohe Steilrand zwischen der Stufe von Rinerschwendt und der Brandenberger Terrasse wird stellenweise von einigen, in ganz verschiedener Höhe liegenden, schmalen und kurzen Rutschungsleisten unterbrochen. Östlich der Mühlbachschlucht dehnt sich die gleichfalls in den Mehlsanden angelegte und teilweise von Grundmoräne überdeckte Verflachung von „Unter- und Oberhof“ in 760—790 m Höhe aus. Am Mühlbach aufwärts liegt dann über den Gosausandsteinen die Mehlsandstufe von „Unter- und Oberbichl“ in 820 m. Im Hintergrund dieses Bacheinschnittes keilt das System mit der Terrasse von „Hacha“ (820—830 m) auf der sogenannten „Oberberg“-Seite und mit der Terrasse von „Mahd“ (825 m), „Ober- und Unterstall“ (840—870 m) auf der Brandenberger Seite aus.

In dieser Gefällsprogression der Verflachungsreihe liegt ein grundsätzlicher Unterschied gegenüber den in nahezu ganz gleicher Höhe hinziehenden Schotterflächen von Brandenberg und Aschau, welche nur ein geringes Gefälle im Querschnitt, jedoch keines im Längsschnitt des Tales aufweisen.

Auf der westlichen oder Aschauer Seite des Brandenberger Beckens ist dieses obengenannte untere Verebnungssystem in der Mehlsandstufe von „Tiefenbach“ (715 m), welche mehr talauswärts liegt, dann in der halb im anstehenden, blaugrauen Gosausandstein, halb wieder in den Mehlsanden ausgeprägten Verflachung von „Stegen“ (745 m) und „Rohrbach“ (740 m) erhalten. Gegenüber von Rohrbach erhebt sich im Zwiesel zwischen Brandenberger Ache und Mühlbach ein aus den Achenschottern aufgebaute, kleiner Umlaufberg. Im Zwiesel zwischen Brandenberger und Steinberger Ache innerhalb der Talweitung von „Pinegg“ springt die im Wettersteinkalk aus-





geformte, große Eckflur des Reischerhofes (780 m) vor, an welche sich der stark niedergeschliffene Riegel von Pinegg mit 710 m Höhe anschließt.

Während das Steinberger Tal überhaupt keine diesem tieferen Talniveau zuzurechnende Restfläche aufweist, sind am Beginn des nach Thiersee hinüberführenden Ellbachtals die beiden Mehlsandstufen des „Kaiserbodens“ und einer Waldweidefläche in 760—780 m erhalten.

In der Weitung von Zöttbach gehört der an 1250 m lange und über 500 m breite, stark gewellte und mit mächtiger Fernmoräne verkleidete Weideboden der gleichnamigen Alm in rund 820 m Höhe hierher. Gegenüber dieser Verebnung ragt zwischen der Brandenberger Ache und dem westlich der Wernbachalm sich einschneidenden Bach eine aus roten Gosaukonglomeraten aufgebaute Spornfläche auf 850—860 m empor.

In der Weitung der Erzherzog-Johann-Klause ist das Niveau in einer östlich des Stausees gelegenen und gegen Süden durch den Fatschenbach begrenzten, vollkommen horizontalen Terrasse erhalten, welche in den Neokomergeln angelegt ist. Im Bairachtal endigt das System mit der gleichfalls in den genannten Mergeln ausgeprägten und stark gewellten Terrasse der Haida-Bairer- und der Rinerschwendt-Bairer-Alm in 860—870 m.

In dieses Talbodensystem ist nun erst die rezente Schlucht eingesenkt, die sich nur in den geologisch bedingten Ausräumungszonen zu einer Talsohle erweitert. So wird der Südflügel der Brandenberger Hauptdolomitsynklinale zuerst in einem engen Kerbtal mit anschließender, weit über 100 m tiefer Klamm durchbrochen. Das SW—NO-Streichen und SO-Einfallen der Schichten bewirkt dort, wo die Ache keinen genau nordsüdlichen, sondern mehr nordwest-südöstlichen Lauf einschlägt, einen asymmetrischen Klammquerschnitt mit glatten, von den Schichtflächen gebildeten Felswänden auf der rechten und senkrechten oder überhängenden, von den Schichtköpfen gestuften Wänden auf der linken Schluchtseite. Die im Kern der Synklinale eingelagerten, gleichsinnig mitverbogenen Gosaugesteine ermöglichten die Bildung der Talaue von „Mösl“. Durch eine härtere Klippe dieser Gosaugesteine ist die nur auf den sohlennahen Teil beschränkte Talverengung von „Stegen“ bedingt. Der Nordflügel der Hauptdolomitmulde wird wieder in tiefer Schlucht mit steilen, meist senkrechten Wänden und breiter, von Strudellöchern durchsetzter Felssohle durchbrochen. Die nächste Talsohlenbildung tritt uns im Bereich der Schichtgrenze zwischen Hauptdolomit und Wettersteinkalk in der Weitung von Pinegg entgegen. Diese wird durch den gleichnamigen Talriegel von der größten Sohlenentwicklung des Brandenbertales, der „Kaiser-Aue“, getrennt. Während der Riegel von Pinegg den Durchbruch der Ache durch den Südflügel des W-O streichenden Guffert-Pending-Wettersteinkalkgewölbes darstellt, wird dessen N-Flügel in der be-



kannten Kaiserklamm durchstoßen. In der taleinwärts hinter dieser Klamm gelegenen Hauptdolomitzone weist das Achenbett neben steiler Felswandung eine breite, gelegentlich von Schotterbänken und Auen besetzte Talsohle auf. Erst bei der Einmündung der Baierache verengt sich das Tal wieder zu einer vegetationslosen, von senkrechten Felswänden flankierten, tiefen Schlucht.

Auffällig ist noch eine, die Talsohle um 5—10 m überragende und meist in den jungen Achenschottern ausgeformte Terrasse, welche sich naturgemäß wieder vornehmlich in den Weitungen findet. In der Pinegger Weitung tritt sie hinter dem Gwercher-Gasthaus und im Zwiesel zwischen Brandenberger und Steinberger Ache sehr schön hervor. In der Kaiseraue erlangt sie ihre größte Ausbreitung am NW-Gehänge und trägt hier das Kaiserhaus. Dann findet sie sich noch an verschiedenen Stellen des Ellbachtals, in der Weitung von Zöttbach und im Haupttal hinter der Einmündung der Weißach. An der Ausmündung des Brandenbergtals tritt sie als waldbestandene Flußterrasse östlich von Mariatal auf. Westlich der Talmündung geht sie unmittelbar in die im ganzen Unterinntal weitverbreitete unterste Flußterrasse über.

#### Zusammenfassung

Die Betrachtung der im Talbereich der Brandenberger Ache auftretenden Oberflächenformen ergab die klare Einordnung aller tiefer gelegenen Zeugenflächen in zwei durch einen Höhenabstand von 150—160 m voneinander getrennte Verebnungseinheiten. Das obere dieser beiden Talbodensysteme liegt in 900—1000 m Höhe und besteht aus zwei verschiedenen Strukturelementen insofern, als sich ein annähernd in gleicher Höhe gelegenes, einheitliches Felssystem mit der Oberfläche der Talverschüttung unter sehr flachem Winkel verschneidet. Während die Gefällskurve des Felssystems taleinwärts von 820 auf 1060 m ansteigt, verläuft die Oberkante des Schotterniveaus nahezu horizontal in 930—950 m Höhe. Es konnten daher nur jene Felsflächen von der Talverschüttung erfaßt werden, welche eine geringere Höhe als die Schotteroberkante besaßen, oder wenigstens teilweise unter den Schotterhorizont absanken. Jedoch ist der Gefällsbruch zwischen den beiden Strukturelementen derart gering, daß sie bei oberflächlicher Betrachtung eine genetisch einheitliche Fläche zu bilden scheinen.

Das 2. Talbodensystem zieht gleichmäßig über Schotter und Fels hinweg, ist nur in den Weitungen des Haupttales zur Ausbildung gelangt und zeigt — abgesehen von kleinen glazigenen Deformationen — eine der fluviatilen Abtragung entsprechende, taleinwärts kontinuierlich ansteigende Gefällskurve.

100 bis 120 m tiefer fließt die Brandenberger Ache, deren Gefällslinie gleichmäßig über die Klammbetten und Talsohlenweitungen hinwegzieht.



### III. Die genetische Betrachtung

Während der geologische Aufbau des Gebietes ziemlich zweifelfrei geklärt wurde, ist die morphologische Untersuchung noch zu keiner endgültigen Lösung der hier aufscheinenden Fragen vorgedrungen.

#### A. Bisherige Erklärungsversuche und ihre Widerlegungen

Abgesehen von der schon früher erfolgten Auffindung einzelner morphologischer Tatbestände<sup>4)</sup>, gab erst A. Penck eine zusammenfassende formenkundliche Darstellung des Gebietes (vgl. Lit. Nr. 21), doch liegt der Hauptakzent seiner Arbeit auf der Betrachtung des Ganges der letzten Vereisung, indem er den Verbreitungsbereich der erratischen Geschiebe und der Moränenablagerungen zu umgrenzen suchte. Erst die „Alpen im Eiszeitalter“ brachten eine Erklärung der diluvialen Talverbauung. Penck faßt hier die von den Bändertonen über Mehlsande zu Schottern übergehende Verschüttung als Verlandungsserie eines durch den Gletscher des Bühlstadiums verursachten Stausees auf, der bis zur Höhe der Brandenberger Terrasse, d. i. bis 920 m, gereicht hätte und durch das Ellbach-Glemmbachtal abgeflossen wäre. Levy stellt mit Recht die Existenz eines Stausees von derartiger Spiegelhöhe aus stratigraphischen Gründen, — infolge Fehlens entsprechender lakustrer Sedimente — als sehr unwahrscheinlich hin (vgl. Lit. Nr. 15, S. 22). Selbst bei Beibehaltung der zeitlichen Einordnung Pencks ist aber die Unmöglichkeit eines derartigen Abflußverhältnisses schon in der morphologischen Beschaffenheit des Ellbach-Glemmbachtales gegeben. Die Wasserscheide dieser Längsfurche liegt, wenn wir die Aufschüttung durch Moräne und rezentes Bergsturzmaterial abziehen, in 890—900 m. Die Bildung eines Stausees zu größerer Spiegelhöhe war daher wegen des Abflusses in der Höhe der Wasserscheide grundsätzlich unmöglich. Nun liegt aber die Obergrenze der geschichteten Schotter auf der Brandenberger Terrasse bei 930 m. Da die Moränen des Bühlgletschers nach Penck bei Kirchbichl liegen sollten und das Thierseetal, in welches das Glemmbachtal einmündet, somit an seiner Öffnung eisfrei war, so war auch eine Verbauung dieses Tales und damit auch eine über die Wasserscheide des Ellbachtales hinwegflutende Seeaufstauung unmöglich. Da ferner Penck die Überlagerung der Schotter durch Fernmoräne entgangen war, so standen für ihn der bühlstadialen Entstehungszeit der Talverbauung auch vom Standpunkt der Stratigraphie keinerlei Schwierigkeiten im Wege. Die Zerschneidung der Schottereinfüllung und die Bildung der Klammern fiel dann selbstverständlich ins Postglazial.

<sup>4)</sup> Vgl. A. Pichler, Lit. Nr. 23, S. 169 und E. v. Mojsisovics, Lit. Nr. 20, S. 222.

Auf wesentlich breitere Beobachtungsbasis stellte Ampferer seine Erklärung der diluvialen Entwicklung des Tales (vgl. Lit. Nr. 1). Er erkannte bereits die Grundmoränendecke im Hangenden der Bändertone im Steinberger Becken und der Schotter auf der Brandenberger Terrasse. Damit war die Annahme einer stadialen Entstehung der Talverschüttung hinfällig und es blieben nur die Möglichkeiten eines interglazialen oder interstadialen Alters übrig. Nun hatte Ampferer die zentralalpine Zusammensetzung der Schotter damals noch übersehen und konnte deshalb für die Entstehung der „aus Lokalgesteinen“<sup>5)</sup> bestehenden Verschüttungsserie wieder zur Hypothese eines Stausees greifen, dessen Spiegelhöhe er aber, bewogen durch die in derartiger Höhe aufscheinenden Bändertone in Steinberg, mit 1000 m festsetzte. Auch gegen diesen See macht Levy wiederum mit Recht das Mißverhältnis zwischen der ganz bedeutenden Ausdehnung und den geringen, lokal zusammengedrängten lakustren Ablagerungen geltend (vgl. Lit. Nr. 15, S. 22). Die grundsätzliche Unmöglichkeit eines derartigen einheitlichen Seespiegels aber liegt wieder in dem Umstand, daß die Uferlinien dieses Sees durch die tiefe Ellbach-Glemmbachfurche ins Thierseertal und durch dieses ins Inntal bei Kufstein hätten einbiegen müssen. Da nach Ampferer die Stauung durch den Zillergletscher verursacht worden sein soll, so müßte, wenngleich eine bestimmte zeitliche Zuordnung bei ihm nirgends ausgesprochen ist, die Entstehung der Talverschüttung in die Zeit der Achenschwankung fallen. Zu diesem Zeitpunkte war aber das Inntal bei Kufstein ebenso wie im  $\beta$ -Stadium Pencks eisfrei und eine Abdämmung des Thierseertales und damit eine Seestauung unmöglich. Da nach Ampferer über die Verlandungsserie das Eis vorrückte und eine Grundmoränendecke darüberbreitete, so hätte die Zertalung der Einschüttungsmasse erst im Postglazial erfolgen können. In diese Epoche fielen nach Ampferer dann auch die epigenetischen Talverlegungen der Geißmoos- und Grundache, der beiden Quellflüßchen der Steinberger Ache, deren ursprüngliche Schluchten durch die Verlandung eingeschottert worden wären. Über die Entstehung der Klammern im vordersten Brandenbergtal und bei Pinegg spricht sich Ampferer nicht aus.

Diese Entstehungshypothese mußte in dem Augenblicke fallen, als man erkannte, daß die Zusammensetzung der Schotter nicht durch lokale, sondern durch ortsfremde Gesteine bestimmt wird. Dazu kam noch die Wahrnehmung, daß die Schotter und die sie diskordant überdeckende Grundmoräne im Mündungstück des Brandenbergtales bis auf die schmale Sohle des heutigen

<sup>5)</sup> Ampferer charakterisiert diese Talerfüllung mit Lokalgesteinen in Lit. Nr. 1, S. 14, folgendermaßen: „Dabei ist zu erwägen, daß für diese Verlandung... die mächtigen Schuttlieferungen des Inntales nicht zur Verwendung gelangen konnten, weil ja der Zillergletscher vorlag.“



Einschnittes hinabreichen. Beide Beobachtungen machte Ampferer (vgl. Lit. Nr. 3 und Nr. 5). Dieser hatte aber inzwischen auch die von Penck als Moränenhalt des Bühlgletschers erklärten Hügelzüge im Kirchbichler Walde als einfache Schotterrücken befunden und damit dieses Stadium wenigstens in solcher Ausdehnung als nicht bestehend erkannt. Das aber zog für das Brandenbergtal die Folgerung nach sich, daß die über den Schottern liegende Grundmoränendecke nicht der Bühlphase, sondern der Würmvereisung zuzuweisen wäre. Damit jedoch war der interglaziale Charakter der Talverschüttung sichergestellt, deren regional sich auswirkende Ursache nach Ampferer in einer Verschiebung der Erosionsbasis des Inntales lag (vgl. Lit. Nr. 5). Das weite Vordringen der zentralalpiner Schotter ins Brandenbergtal sieht Ampferer in der Überwältigung der Eigenaufschüttung der Ache durch die Geröllführung des Inn, was zur Verlandung des durch den Aufstau der Ache entstandenen und durch die Bändertone dokumentierten Sees führte. Die Höhe des Seespiegels mußte auch jetzt wieder infolge des hohen Bänder-tonvorkommens im Steinberger Becken mit 1000 m angesetzt werden. Offen blieb nur noch die Frage, ob die Zertalung der Schotter durch den Würmgletscher oder durch eine noch zwischeneiszeitliche fluviatile Erosion geschaffen wurde. Ampferer hat sich der ersten Auffassung angeschlossen. Er sah in dem scharfen Erosionsknick, mit welchem einerseits die Böden der meisten Seitentäler, andererseits die Flächen der Schotterterrassen zur Sohle des Haupttales absinken, ein charakteristisches Merkmal glazialer Erosion<sup>6)</sup>. Demnach wären die Haupttäler erst durch die in ihnen verstärkte Gletschertätigkeit in die einheitliche Schuttoberfläche eingesenkt worden und hätten die Terrassen herausgearbeitet. Damit stimmt auch Ampferers Auffassung von der Ausschürfung der Achenseewanne aus der Schottererfüllung des Tales überein (vgl. Lit. Nr. 1). Die Frage nach der zeitlichen Einordnung der Klammstehung hat Ampferer nicht aufgeworfen.

Die Untersuchungen Levys (vgl. Lit. Nr. 15) brachten stratigraphisch keine neuen Ergebnisse, wohl aber in formenkundlicher Hinsicht. Levy ist als erster den Oberflächensystemen nachgegangen. In seinem „präglazialen Talboden“ tritt uns jenes Niveau entgegen, welches wir als das mit der Einschüttungsebene sich verschneidende Felsflursystem kennen lernten. Dagegen ist ihm das tiefere, vornehmlich in den Aufschüttungselementen ausgebildete Verebnungssystem entgangen, wiewohl er im Forchen- und Auerbachtale

<sup>6)</sup> Vgl. Lit. Nr. 5, S. 133: „Als sehr wichtig möchte ich hervorheben, daß diese charakteristische Erosionsschnittlinie der Terrassensedimente auch im darunterliegenden Grundgebirge wiederholt wird. Dort stellt dieselbe den steilen und unvermittelt jähem Abbruch der hochgelegenen, flachen inneren Talböden vieler Seitentäler gegen das übertiefte Haupttal dar. Es erscheint mir sehr berechtigt, hier wie dort darin eine charakteristische Wirkung der glazialen Erosion zu erblicken.“

darauf aufmerksam wurde und die dort auftretenden, allerdings im Fels ausgeprägten Fluren als „interglazialen Talboden“ bezeichnete. Diese doppelte Talbodenbildung, deren höhere Levy aber, wie oben erwähnt, als präglazial auffaßte, glaubte Bobek (vgl. Lit. Nr. 11, S. 167 und 176) mit seinen ins Riß-Würm-Interglazial fallenden Zerschneidungsniveaus der Inntalterrasse identifizieren zu können. Wir werden darauf noch zurückkommen. Die Verschüttung des Tales sieht Levy wieder als Verlandungsserie eines Stausees an, der durch einen stadialen Inngletscher bewirkt worden sein soll (vgl. Lit. Nr. 15, S. 21). Mit dieser Anschauung steht Levy noch auf dem Boden der von Penck und Ampferer geschaffenen Hypothesen und hat übersehen, daß nach Ampferers Aufdeckung des zentralalpiner petrographischen Charakters der Aufschüttungen eine derartige Erklärungsweise nicht mehr möglich ist. Die Spiegelhöhe dieses Stausees sieht Levy durch die Höhe des verbauten Riegels von Pinegg mit 710 m bestimmt. Die Spiegelhöhen Pencks mit 900 m und Ampferers mit 1000 m lehnt er jedoch, wie schon erwähnt, aus stratigraphischen Gründen infolge Fehlens entsprechender, weiter verbreiteter lakustrer Ablagerungen ab. Eigentlich scheint Levy an zwei Stauseen gedacht zu haben, einen stadialen, in den die Brandenberger Terrasse hineingeschüttet, und einen postglazialen, der durch die Verbauung von Pinegg bewirkt wurde. Wenigstens drückt seine Bemerkung, daß „die Verbauung von Pinegg das Tal vor der Entstehung der epigenetischen Klamm eine Zeit lang in entsprechender Höhe, also in 710 m, gestaut haben“ muß (S. 22), die Vorstellung vom Bestehen eines postglazialen Stausees aus. Die Aussage aber, daß die Moränenentwicklung bei den Reischerhöfen „der Beginn ausgedehnter diluvialer Aufschüttungen“ sei, „welche mit der Verbauung des Tales durch einen stadialen Inngletscher zusammenhängen“ (S. 21), scheint sich auf das Vorhandensein einer stadialen Achenstauung zu beziehen. Die Spiegelhöhe dieses stadialen Stausees aber will Levy gleichfalls von der Höhe des Riegels von Pinegg abhängig machen. „Für eine Stauung zu größerer Höhe liegen, wie ausdrücklich betont sei, gar keine Anhaltspunkte vor“ (S. 22). Gegen diese Ansicht Levys ist zunächst zu sagen, daß, wenn das Tal wirklich durch einen stadialen Gletscher abgedämmt worden wäre, nicht einzusehen ist, warum die Ache nicht über die Höhe der Verbauung von Pinegg hinaus hätte aufgestaut werden können, da doch das Ausmaß der Aufspeicherung nur von der vertikalen Ausdehnung des den Abfluß hindernden Gletschers abhängig war. Vor allem aber kann bei einer Spiegelhöhe von 710 m das Vorkommen der Bänder-tone von Unter- und Oberhof, von Hochhaus und Rinerschwendt in 750 bis 760 m nicht erklärt werden.

Der Riegel von Pinegg erscheint Levy als ein Talsporn, an dessen W-Ende unterhalb des Reischerhofes eine alte Talfurche durch Moräne voll-



kommen verbaut sein soll. Dieser rund 40 m hohe, aus zentralalpines Material bestehende Moränenrücken wäre in Form einer epigenetischen Klamm zerschnitten worden. Damit aber teilt Levy diesem Durchbruch der Ache ein postglaziales Alter zu, während er den Schluchten nördlich und südlich der Zöttbachweitung infolge der Findlingsstreu im Achenbett eine vorwürmzeitliche Anlage zuerkennt. Nun schneidet aber der von der Höhe des Riegels zur Brücke über die Steinberger Ache führende Weg am S-Hang des Riegels, wo man auf Grund der von Levy behaupteten Talverbauung nur Moränenmaterial erwarten würde, an zwei Stellen anstehenden Wettersteinkalk an. Dieser Fels tritt auch hinter der Pinegger Säge dort zutage, wo wir die Ausmündung dieser verschütteten Talrinne zu suchen hätten. Der 4—5 m hohe Uferbord, längs welchem die Steinberger Ache nach ihrem Austritt aus dem gegen 100 m hohen Felsentor den Sockel des Pinegger Riegels anschneidet, entblößt gleichfalls den anstehenden Wettersteinkalk. Aus diesen Tatbeständen geht aber hervor, daß hier gar keine verbaute alte Talfurche vorliegt, sondern die Ache bereits in Levys „präglazialer“ Zeit die heute noch in Funktion stehende Klamm an der O-Seite des Riegels benützte und dieser Durchbruch keine postglaziale Epigenese darstellt. Der Riegel besteht vielmehr aus einer stark niedergeschliffenen Härtestufe aus Wettersteinkalk (auf der Südseite des Riegels finden sich verwitterte Gletscherschliffe), welche nur von sehr starker Ferngrundmoränenentwicklung überdeckt ist. Mit der Vorstellung einer derartigen Verbauung fällt aber auch die Vorstellung des durch diese Abdämmung bedingten Stausees. Die vom Ursprung bis zur Mündung auf 300 m sich steigernde Einsenkung der Brandenberger Ache in das „präglaziale“ Talbodensystem führt Levy auf die diluviale Übertiefung des Inntales zurück, dessen präglazialer Talboden nach Penck bei Rattenberg in rund 800 m Höhe lag (vgl. Lit. Nr. 15, S. 21 und 74). Die Ursache dieser diluvialen Übertiefung sieht Levy in einer Heraushebung des Gebirges gegenüber dem Vorland, wodurch eine vor die Rißeiszeit fallende fluviatile Ausräumung bewirkt worden wäre. Diese Datierung traf Levy auf Grund der von Ampferer festgestellten Moränenreste im Liegenden der Terrassenschotter (vgl. Lit. Nr. 5). Die Art dieser Heraushebung sei nicht epirogenetischer, sondern orogener Natur, und zwar in Form einer Großfaltung quer zum Gebirgsstreifen gegeben. Den Nachweis für die Existenz dieser Großfalte, deren Achse im Innquertal liegen soll, sieht Levy in der nach W und O vom Inn durchbruch aus absinkenden Höhe der Stufenmündungen der gegen das Alpenvorland geöffneten Täler. Die gesamte diluviale Talentwicklung zerfällt nach Levy in drei Phasen, welche erstens in der Eintiefung des „jüngeren Talbodens“ in das präglaziale Relief, zweitens in der Großfaltung und drittens in der durch diese Faltung bedingten Einsenkung der rezenten Schluchten



in den jüngeren Talboden bestehen. Levy läßt es dahingestellt sein, ob die Eintiefung des jüngeren Talbodens in das präglaziale Talbodensystem nicht gleichfalls durch einen derartigen, ins ältere Diluvium fallenden orogenetischen Vorgang bedingt sei. Da die Moränen der Würmvergletscherung bis auf die Tiefe der heutigen Schluchten hinabreichen, so sind nach Levy auch diese jüngsten Formen, mit Ausnahme der „Epigenese“ von Pinegg vorwürmzeitlichen Alters. Die durch die Einschüttung und Zerschneidung der interglazialen Schotter entstandene Komplikation der Frage nach der zeitlichen Einordnung der Klammern hat Levy nirgends berührt. Ohne auf eine Diskussion über die Ursache der tektonischen Vorgänge einzugehen, was durch die kleine Basis der vorliegenden Untersuchung auch nicht gerechtfertigt wäre, muß doch bemerkt werden, daß die Ausbildung und neuerliche Zerschneidung der zwei von Levy aufgefundenen Talbodensysteme eine regionale Verbreitung besitzt und demnach wohl epirogenetische Niveauschwankungen, nicht aber Großfaltungen zur Entstehung angenommen werden dürfen; denn Faltungen könnten die genannten Erscheinungen nur immer in lokaler Begrenzung hervorrufen. Außerdem müßten im zweiten Falle (Großfaltung) die Terrassen der beiden Talbodensysteme, deren Ausbildungszeit nach Levy ja vor die Aufwölbung fällt, eine der letzteren gleichsinnige Verbiegung aufweisen, wofür Levy keinerlei Beispiele bietet. Die Höhe der Mündungsstufen ist aber als komplexe Größe von derart vielen Faktoren beeinflußt<sup>7)</sup>, daß man unbedingt Täler mit annähernd gleicher Größe und Höhenlage zur Aufstellung derartiger Grundsätze, wie sie Levy vertrat, heranziehen müßte.

Der bleibende Wert der Untersuchungen Levys liegt auf formenkundlichem Gebiete in der Aufdeckung jenes Talbodensystems, welches wir im beschreibenden Teil als das mit der Schotteroberfläche sich verschneidende Felsniveau kennen lernten.

Dagegen hat sich in der Frage der Klammnbildung die auf die scheinbare Verbauung von Pinegg begründete postglaziale Epigenese als nicht bestehend erwiesen. Mit ihr fiel auch der schon aus stratigraphischen Gründen unhaltbare Stausee Levys mit 710 m Spiegelhöhe. Die Feststellung der vorwürmzeitlichen Ausbildung der breitsohligen Schluchten liegt implicite bereits in den Beobachtungen Ampferers.

Die Bemerkungen Wehrli's (vgl. Lit. Nr. 27) über die interglazialen Ablagerungen des Tales stehen in einem für die diluviale Ausformung morphogenetisch viel zu eng gezogenen Rahmen und stellen im wesentlichen nur die Zusammenfassung der Untersuchungen Ampferers dar. Eine eigene Erklärung bringt Wehrli nur für die an der Basis der Verschüttungsserie liegenden

<sup>7)</sup> Vgl. E. Burger, Lit. Nr. 12, S. 16ff.





Abb. 1. Die Brandenberger Schotterhochfläche. Im Vordergrund die steiler einfallende, moränenverkleidete Felsflur (vgl. Text Seite 37).



Abb. 2. Die Mehlsandstufen von Hochhaus und Ried (ganz im Vordergrund) mit dem R-W-interglazialen Zerschneidungsniveau. Dahinter ein Teil der Brandenberger Terrasse (links) und der Aschauer Terrasse (rechts) (vgl. Text Seite 39).

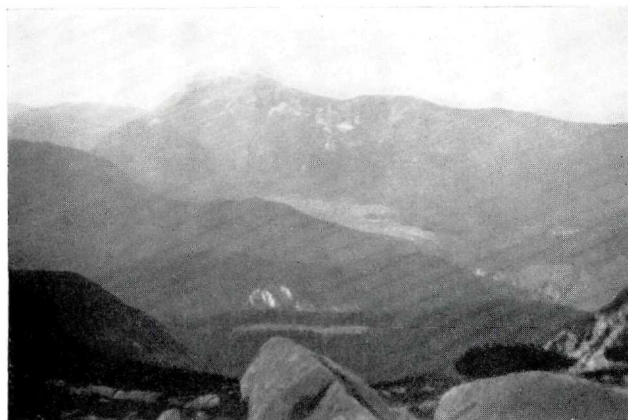


Abb. 3. Im Mittelgrunde die parallel laufenden Täler der Geißmoos- und Grundache, im Hintergrund der Guffert mit dem weiten Felsflursystem von Steinberg (vgl. Text Seite 35 und 44).





Achenschotter, welche er genetisch mit dem alten Bergsturz am Eingang des Tales in Beziehung setzt. Die Bergsturztrümmer, welche in Form einer groblockigen Gehängebrekzie im Walde von Mariatal erhalten sind und durch ihre Moränenbedeckung ihr interglaziales Alter kundgeben, könnten nach Wehrli's Meinung die Ache zu einer Stauung und damit zu einer Aufschotterung gezwungen haben. Nun tritt diese Gehängebrekzie aber vollkommen isoliert nur am W-Hang des Tales, unterhalb des Pletzachkopfes in 700 m Höhe auf. Daraus, sowie aus dem Umstande, daß die Innschotter unmittelbar unterhalb dieses Brekzienvorkommens im Talgrund eingelagert sind, geht hervor, daß die Brekzie bereits vor dem Eindringen der Sedimente weitgehend erodiert war und daher eine Stauung der Ache nicht bewirken konnte. Außerdem müßten sich dann die Achenschotter bereits im Talstück hinter dem — an sich problematischen — Bergsturz finden, was aber nicht der Fall ist. Hier treffen wir bis zum Beginn der Tiefenbachklamm nur die bis auf den Talgrund reichenden Innschotter. Erst hinter der genannten Klamm, in der Weitung von „Mösl“, scheinen die basalen Achengerölle auf. Damit sind die über das Brandenbertal bisher erschienenen morphologischen Abhandlungen besprochen.

### B. Neue Deutung

Es sollen nun alle stratigraphischen und formenkundlichen Bestände miteinander in Beziehung gesetzt werden, um aus Lagerungsverhältnissen, fazieller Entwicklung, Mächtigkeit und Verbreitungsbereich einerseits, aus Gefällsverhältnissen, Formbeschaffenheit und Erhaltungsgrad sowie Struktur andererseits eine Erkenntnis von der diluvialen Talgestaltung zu gewinnen.

Sowohl in den Weitungen als auch in den Engen des Talgebietes treten immer wieder Reste eines Talbodensystems hervor, welches in einzelnen Seitentälern, wie im Steinberger-, Weißbach- und Bairachtal, deren landschaftliche Erscheinung geradezu dominierend bestimmt. Dieses durchwegs im Anstehenden ausgeprägte Felsflursystem zeigt ein der fluviatilen Erosion entsprechendes Gefälle von 1060 m bei der Reichstein- und Häuslalm nördlich der Erzherzog-Johann-Klause bis auf 840 m am SO-Sporn des die Talmündung im W flankierenden Pletzachkopfes. Die Verschneidung dieses Systems mit der Schotterebene zeigt an, daß es vor der Einschotterung schon ausgebildet worden war. Die Schotteroberfläche im Inntal faßt Bobek als Erosionsniveau auf (vgl. Lit. Nr. 11, S. 178), im Brandenbertal ist es jedoch infolge des horizontalen Verlaufes der Schotteroberkante und des äußerst geringen Querschnittsgefälles ein Akkumulationsniveau. Im anderen Falle müßten sich doch irgendwo Schotterreste finden, die bis zur ursprünglichen Sedimentationshöhe hinaufreichen und welche einen eindeutigen Erosionsanschnitt



aufweisen, der sich formenkundlich in einem ausspringenden Gehängeknick ausprägt und bei der Eintiefung des Bobekschen Gnadenwaldniveaus entstand. Tatsächlich aber fällt — wie nicht bloß im Brandenbergtal, sondern auch in der Achenseefurche und im Alpbachtal zu erkennen ist — die Schotteroberfläche in flacher, leicht konkaver Kurve von ihrer Oberkante zur Talmitte ab.

Mit der oben erkannten genetisch-zeitlichen Trennung der Schotter- und Felsflächen fällt auch Bobeks Versuch, den präglazialen Talboden Levy's der ja nichts anderes als dieses Felsflursystem darstellt, mit seinem Gnadenwaldniveau zu identifizieren (vgl. S. 8). Da das als Erosionsbasis für diesen hochgelegenen Felstalboden fungierende Inntal angesichts der verschiedenen altdiluvialen Einlagerungsreste bereits zur Mindeleiszeit bis mindestens zur heutigen Tiefe ausgeräumt war, eine lokale tektonische Verstellung aber nicht nachweisbar ist, so muß die Ausbildung dieser Felsflur spätestens im Jungpliozän erfolgt sein. Unter einem solchen Aspekten trifft dann Levy's Bezeichnung als „präglazialer Talboden“ zu.

Die Aufschüttungsreihe, welche das Schotterniveau aufbaut, reicht nun im vordersten Teil des Tales, dann in der Weitung von Mösl, Pinegg und Kaiserhaus bis auf den Grund der heutigen Talsohle hinab. Außerdem findet sie sich in der Schlucht nördlich der Kreuzbachmündung wenige Meter über dem Bachbett. Da nun die Schotteroberfläche einerseits glaziale Überformung aufweist (vgl. die Kuppen- und Muldenlandschaft von „Au“), andererseits eine ziemlich ausgedehnte Fernmoränendecke trägt, so ist der vorwürmzeitliche Charakter der Einschüttung sichergestellt. In dieses Schotterniveau ist nun das um 150—180 m tiefer gelegene Talbodensystem eingesenkt, welches in seiner Verbreitung vorwiegend auf die Brandenberger Bucht beschränkt bleibt und fast durchwegs in den mächtigen Mehlsanden ausgeprägt ist. Abgesehen von seinem geringeren Verbreitungsgrad liegt der Hauptunterschied gegenüber dem Brandenberger Schotterniveau in der durch die stetige Gefällskurve angezeigten fluviatilen Anlage, welche nur durch einen vom Inntal ausgehenden Erosionsschnitt in die Aufschüttungsebene erklärlich ist. Wiewohl eine unmittelbare Beziehung zu äquivalenten Verebnungen im Inntal nicht besteht, so dürfte Bobeks Angerbergniveau doch die Entsprechung dazu bilden. Das Alter dieser Eintiefungsfolge ist durch zwei Momente bestimmt. Einerseits ist sie in den R-W-interglazialen Sedimenten ausgeprägt, deren Ablagerung daher den terminus post quem für die Entstehung des Systems bildet. Den terminus ante quem stellen andererseits die Grundmoränenreste dar, welche sich am Steilhang der Verebnungen bis ins Achenbett hinab verfolgen lassen. Da Eisarbeit im Hinblick auf den fluviatilen Charakter der Eintiefungsfolge nicht angenommen werden kann, so ist die Ausbildung des Systems in das spätere R-W-Interglazial zu stellen. In dieses Niveau sind



nun erst die Klammen und Weitungen der Talsohle eingesenkt. Die Entstehungszeit dieser Talstücke kann nur durch eine Betrachtung der Lagerungsverhältnisse der interglazialen Sedimente fixiert werden. Die Einlagerung dieser Verschüttungsmassen in die Talweitungen setzt voraus, daß die Ausformung der letzteren spätestens im frühen R-W-Interglazial beendet war. Nun liegt aber das Bachbett in den einzelnen Klammen mit den Sohlen der Talweitungen in einer gleichsinnigen und stetigen Gefällskurve, welche nur vereinzelt untergeordnete Unstetigkeiten aufweist, welche in den Klammen durch die Kolke und Strudellöcher hervorgerufen werden. Daraus geht aber hervor, daß auch die Ausformung der Klammen als Verbindungsstücke der Talsohlenweitungen bereits spätestens in der ersten Phase des R-W-Interglazials vor der Einlagerung der Schotter beendet gewesen sein muß, da wir sonst eine Gefällsunstetigkeit vor uns hätten, welche wohl einer tektonischen Kessellandschaft oder einem Poljengebiet, niemals aber einer fluviatil angelegten Talfurche eigentümlich sein kann. Daß die Klammen sich bei einer so frühen Entstehung in derart frischem Zustand erhalten haben, geht einerseits auf ihre ausschließliche Gebundenheit an harte Gesteinsschichten, andererseits auf die mehrmalige Unterbrechung der Flußerosion zurück, in deren Pausen sich jedoch auch die glaziale Erosion infolge der Enge des Talquerschnittes nur sehr wenig entfalten konnte und erst im Bereich der Verflachungen über den Klammen ihre abtragende Tätigkeit voll entwickelte.

Es bleibt nun noch übrig, die Frage nach der Mechanik der Talverschüttung und der lokalen Verteilung der Sedimente zu erörtern.

A. Penck, Blaas und Ampferer faßten die Einschüttungsmassen als Verlandungsserie eines Stausees auf. Das einstige Bestehen derartiger Wasseransammlungen ist durch die verschiedenen Bändertonhorizonte bezeugt, doch fragt es sich, ob diese wirklich einem einzigen Stausee oder vielleicht mehreren Seen mit verschiedenen Spiegelhöhen ihre Entstehung verdanken. Der zentralalpine petrographische Charakter der Lockermassen setzt aber ein Eindringen von Wassermassen aus dem Inntal voraus. Da nun an der Basis der Verschüttungsserie grobes Gerölle der Ache liegt, so muß dem Vorstoß des ortsfremden Materials eine Aufschüttung durch die Ache selbst vorangegangen sein. Ampferer faßt nun die Trennungsfläche, längs welcher die Achenschotter an die Bändertone grenzen, als Anzeichen jenes Zeitpunktes auf, in welchem die Eigenaufschüttung der Ache durch das Vordringen der Innschotter überwältigt wurde (vgl. Lit. Nr. 5, S. 111). Damit ist aber noch nichts über die Mechanik dieser Überwältigung ausgesagt. Die Vorstellung eines allmählich aufgefüllten Stausees hat ein rückweises Einsinken des Alpenkörpers um über 400 m (geschlossen nach der Höhe der zentralalpiner Schotteroberkante) zur Voraussetzung, sodaß die Flüsse mit der Aufschotterung



nicht nachkamen und die Täler ertranken. Damit bleibt aber erstens die stratigraphische Eigenart der Schotter ungeklärt, welche mit ihrer horizontalen Schichtung nur als Absatzbänke einer Flußströmung begriffen werden können, nicht aber als Einschüttung in einen See, da sie in diesem Falle eine Deltaschichtung aufweisen müßten. Ungeklärt bleibt zweitens auch die Tatsache, daß strukturell verschiedene Einschüttungselemente in gleicher Höhe, gleiche Bestandteile der Verschüttungsserie in verschiedener Höhe auftreten. Hätte hier wirklich ein einheitlicher Stausee bestanden, dann müßten die Horizonte der einzelnen Einschüttungselemente auch einheitlich durchziehen. So aber bauen sich die zentralalpinen Schotter im Mündungsstück des Tales bis zum Beginn der Tiefenbachklamm (580 m Sohlenhöhe) von der Talsohle aus auf. Hinter der Tiefenbachklamm finden sich in dieser Sohlenlage die Achengerölle und die Innschotter treten erst in etwa 850 m Höhe auf. Während in der Brandenberger Bucht und in der Kaiserau die Bändertone in 690 bis 700 m aufscheinen, beginnen sie in der Zöttbachweitung, wo sie bisher in der Literatur überhaupt nicht vermerkt wurden, bei 800 m, bei der Rumpfpalm liegen sie in rund 900 m, in Steinberg in 1000—1020 m Höhe.

Es soll nun versucht werden, den Vorgang der Einschüttung aufzuzeigen.

Jedes Höherrücken der Erosionsbasis eines Gewässers bewirkt eine Verkürzung der zu überwindenden Fallhöhe, und damit eine Verminderung der kinetischen Energie, wenngleich die Wassermasse die gleiche bleibt. Diese Verminderung der Bewegungsenergie äußert sich einerseits in einem Kleinerwerden der Transportkraft, andererseits in einer Verringerung des den eindringenden Wassermassen des Haupttales entgegengesetzten Widerstandes. Der Widerstand des Transportmaterials bleibt aber unter der Voraussetzung gleicher Schuttfzufuhr und damit ungefähr gleicher klimatischer Verhältnisse konstant<sup>8)</sup>. Somit wirkt der mit der abnehmenden Höhe gleichsinnig abnehmenden Bewegungsenergie des Seitengewässers ein konstanter Widerstand des Flußganges entgegen, was zur Folge hat, daß dieses nicht mehr so weit befördert werden kann. Nun wirkt aber die Bewegungskraft des Seitengewässers auch den eindringenden Wassermassen des Haupttales entgegen. Für diese letzteren gilt zwar die gleiche Überlegung hinsichtlich der Energieverminderung, doch wirkt sich dieser Verlust infolge der größeren Wassermasse und der im allgemeinen größeren Fallhöhe nicht im gleichen Verhältnis wie beim Seitengewässer aus<sup>9)</sup>. Aus dieser geringeren Abnahme der Energie

<sup>8)</sup> Die Änderung der Schwerebeschleunigung mit der Höhe kann wegen ihrer Kleinheit unberücksichtigt gelassen und die Schwerebeschleunigung selbst als Konstante betrachtet werden.

<sup>9)</sup> Die mathematische Fassung der Verschüttungstheorie kann hier wegen Platzmangels nicht vorgelegt werden.



des Hauptflusses geht nun hervor, daß sich entsprechend der Verminderung des Widerstandes des Seitengewässers die Stoßkraft des eindringenden Haupttalgewässers relativ steigert. Diese progressive Abnahme der Energie des Seitentalgewässers sowie die dadurch bedingte progressive relative Zunahme der Energie des Hauptflusses bewirken auch eine qualitative Änderung der Einschüttungsmassen, indem die Aufschotterungsserie des Nebengewässers (= Ache) von den gröberen zu den feineren, das Einfüllungsmaterial des Hauptflusses (= Inn) aber infolge seiner durch den abnehmenden Widerstand der Ache sich steigernden Transportkraft von den feineren Bestandteilen zu den gröberen übergeht. Schwankungen in der Wasserführung der beiden Flüsse oder Unstetigkeiten in der Verschiebung der Erosionsbasis mußten dann zu Wechsellagerungen der Einschüttungselemente führen. Nun zeigt aber der Umstand, daß die Innschotter das höchst gelegene Element der Einschüttungsserie bilden, eine Zunahme der Geschiebeschleppkraft des Hauptgewässers gerade in der letzten Verschüttungsphase an, bei der die tiefste Lage des Gebietes und damit der größte Gefällsverlust im Längsprofil der Flüsse eintrat. Zur Deutung dieser paradoxen Erscheinung könnte man zunächst annehmen, daß der Einzugsbereich des Nebengewässers, also das Alpenrandgebiet, in dieser Verschüttungsphase stärker eingesunken wäre als das Alpeninnere mit dem Ursprungsgebiet des Hauptgewässers und dadurch die Bewegungsenergie des letzteren vergrößert hätte. Diese regional verschiedene Senkung müßte sich jedoch auch in der Gebirgstektonik offenbaren. Außer der lokalen Verbiegung der Felssohle des Inntales mit dem Maximum im Raume von Innsbruck sind aber derartige Erscheinungen bisher nicht bekannt geworden. Würde man dagegen an der Auffassung des blockförmigen Einsinkens des Gesamtgebietes festhalten, wofür der überall ziemlich gleichartige Aufbau der Verschüttungsmassen und der keine gebirgseinwärts sich auffällig steigernde Konkavität aufweisende Verlauf der Einschotterungsoberkante spräche, so bliebe zur Erklärung der obengenannten Erscheinung noch die Annahme eines fortschreitenden Abklingens der Einsenkung. Dies hätte nämlich einen relativen Energiezuwachs der Gewässer zur Folge, der sich in der Verfrachtung gröberen Geschiebes äußern müßte. Diese Vergrößerung müßte sich aber auch bei der Geschiebeführung des Nebengewässers wahrnehmen lassen. Eine stärkere relative Energievermehrung hätte sogar einen Vorstoß der Achensedimente über die obersten Bändertone hinweg talauswärts bewirken können. Dies war aber weder im Brandenberger- noch im Alpbachtal zu beobachten.

Einfacher als mittels der erwähnten Hypothesen erklärt sich der beschriebene Tatbestand damit, daß bei Gefällsverminderung innerhalb eines bestimmten Flußabschnittes infolge des langsameren Abflusses in der gleichen



Zeiteinheit mehr Wasser enthalten ist als bei stärkerem Gefälle. Die durch Gefällsverlust solcherart vergrößerte Wassermenge eines Flußabschnittes erhöht gemäß der Energieformel  $E_k = \frac{m \cdot v^2}{2}$ , in der nicht bloß die vom Gefälle abhängige Geschwindigkeit ( $v$ ), sondern auch die Wassermasse ( $m$ ) gerade proportional der Arbeitsfähigkeit ( $E_k$ ) ist, die Transportkraft des Gewässers. Dadurch wird aber die Verfrachtung größeren Geschiebes ermöglicht. Die Ablagerung dieses Geschiebes wird dann, wie von der Flußverbauung her bekannt ist, durch das Streben des Wassers bewirkt, seinen verlorenen Gleichgewichtszustand, in welchem weder erodiert noch aufgeschottert und der Transport des anfallenden Geschiebes gerade noch ermöglicht wird, durch Aufhöhung und „Abpflasterung“ der Sohle wieder zu gewinnen. Die fortgesetzte Senkung gibt zu dieser Aufhöhung der Sohle stets erneuten Anstoß.

Bei derartiger Auffassung der Einschüttungsmechanik werden nun die eigentümlichen Lagerungsverhältnisse der Einschotterungselemente geklärt, die bei der früheren Stausee-Hypothese problematisch blieben. Entsprechend dem schrittweisen Vordringen der Wasser- und Schottermassen des Hauptflusses erfolgte eine immer mehr in die Talhintergründe gedrängte Höherhaltung des von der Ache gebildeten Stausees, was in der verschiedenen Höhe der Bändertone zum Ausdruck kommt. Der zu Anfang der Talverschüttung zwischen Inn und Ache herrschenden Energiegleichheit entspricht die in gleicher Höhenlage aufscheinende Sedimentation der Inn- und Achengerölle. Durch die Eigenart der Talform ist die Kontaktfläche der beiden Verschüttungselemente, welche in diesem Stadium der Verschüttung eine Normalebene sein müßte, in die Talenge der Tiefenbachklamm verlegt. Vor dieser liegen — etwa 100 m mächtig — die gut gerollten und horizontal geschichteten Innschotter, hinter der Klamm treten in der Weitung von Mösl die Achengerölle gleichfalls in Talsohlenlage, jedoch in bedeutend geringerer Mächtigkeit auf. Diese Talenge hemmte auch längere Zeit das Vordringen des fremden Verschüttungsmateriales, so daß sich in dem in der Brandenberger Bucht aufgestauten Achenwasser die Bändertone absetzen konnten. Dieser erste Stausee der Ache, dessen Spiegelhöhe wir mit höchstens 770 m annehmen dürfen, da in dieser Höhe bereits die vornehmlich aus Quarzen und Glimmern bestehenden Mehlsande einsetzen, griff mit seiner Uferlinie in die Seitentäler überhaupt noch nicht ein und in das Haupttal nur sehr wenig weit zurück, so daß die Seitenbäche infolge der höhergeschalteten Erosionsbasis zwar eine Gefällsverminderung, aber noch keine Stauung erfuhren.

Der mit dem zunehmenden Gefällsverlust sinkenden Energie der Ache entspricht das Vordringen der zentralalpiner Mehlsande. Zur Einlagerung der größeren Schotter besaß der eindringende Seitenarm des Inn infolge des



noch auftretenden Widerstandes der Ache nicht die Kraft. Wie aber den leichteren Sanden die schweren Schotter in gleicher Höhenlage, nur weiter talauswärts, wo sich die Innströmung und damit die Transportkraft voller entfalten konnten, nachfolgen, zeigen die guten Schotteraufschlüsse am Aschauer Weg vor der Abzweigung nach Tiefenbach in 780 m Höhe. Die ziemlich bedeutende Mächtigkeit der Mehlsande (80—90 m) und die nach oben hin nur sehr wenig zunehmende Korngröße bezeugen, daß hier durch längere Zeit hindurch wieder gleiche Strömungsverhältnisse herrschten, d. h., daß wir hier an der Obergrenze der Kiese die Spiegelhöhe des zweiten Stausees der Ache in etwa 850 m zu suchen haben. Dieser Stausee war aber schon bedeutend weiter taleinwärts verschoben. Er ist belegt durch den Bändertonhorizont der Zöttbachalm in rund 800 m Höhe. Die nächste und letzte Verschüttungsphase brachte mit dem Eindringen der Schotter eine Verschiebung und Zurückdrängung des Achenstausees bis in die Hintergründe der Seitentäler. Dieser oberste Seespiegel ist belegt durch die Bändertone von Steinberg und am Rumpf bei der Erzherzog-Johann-Klause in 1000 und 900 m. Es ist nun auffällig, daß bei einer derartigen Höhe des eingedrungenen Innwassers die Schotter nicht weiter in das nördlich der Kaiserau gelegene Haupttal und dessen Seitengräben hineingriffen. Dies findet darin seine Erklärung, daß bei der niedrigen Wasserscheide im Ellbach-Glemmbachtal ein Hinüberfluten ins Thierseer Tal erfolgen und ein geschlossener Seitenarm des Inn sich herausbilden konnte. Diese geschlossene Strömung wird durch die zentral-alpinen Schotter von Riedenberg und Ebenwaldalpe bewiesen, welche das Verbindungsglied zwischen den Brandenberger Schottern und den fremdstämmigen Einlagerungen des Thierseetales darstellen. Dieser Abfluß bewirkte nun einen spiegelgleichen Rückstau der Ache, wie dies auch gegenwärtig immer bei Hochwasser auftritt, bei welchem ja ebenfalls die kinetische Energie des Inn größer ist als die der Ache. Die bisher entgegengesetzt zueinander stehenden Kräfterichtungen des Haupt- und Nebentalgewässers trafen nun schräg aufeinander, so daß das Innwasser nicht mehr mit seiner ganzen Wucht auf die Ache traf und diese daher, geschützt durch die Talenge der Kaiserklamm, den eingenommenen Talbereich behaupten konnte. Ebenso mußte der Umstand, daß das Brandenbertal unter spitzem Winkel, der Richtung des Inntales entgegen, in dieses einmündet, ein tiefes Vorstoßen der Innsedimente begünstigen. Daß diese in den Talweiten in größerer Menge abgelagert wurden als in den Engtalstrecken, hängt mit der von der Flußverbauung her bekannten Erscheinung zusammen, nach welcher bei gleichbleibender Wasser- und Geschiebemenge eine Verbreiterung des Flußbettes eine Verminderung der Erosions- und Transportkraft und damit eine verstärkte Aufschüttung bewirkt. Der oben genannte höchste Stausee bewirkte auch die



Verschüttung der beiden alten Talfurchen der Geißmoos- und Grundache im Steinberger Becken, deren Eintiefung in das Steinberger Felsflursystem sie entwicklungsgeschichtlich mit den gleichfalls in dieses Niveau eingesenkten Brandenberger Klammern in eine Reihe stellt. Demnach sind auch sie spätestens in der ersten Phase des R-W-Interglazials vor der Talverschüttung entstanden. Die epigenetischen Talverlegungen der Geißmoos- und Grundache kurz vor ihrem Zusammenfluß (vgl. Lit. Nr. 1) wurden dagegen im Zusammenhang mit der Zerschneidung der Sedimente im späten R-W-Interglazial ausgebildet.

### Zusammenfassung der Ergebnisse

1. Während die stratigraphische Untersuchung nur den bisher bekannten Tatsachenbestand um Einzelheiten über Verbreitung und Standortbeziehungen der fluviatilen und glazialen Ablagerungen bereichern konnte, wurde in formenkundlicher Hinsicht dem bisher bekannten präglazialen Talniveau Levy's ein zweites, tieferes Talbodensystem angereicht, in welches erst die Schluchten und Talsohlenweitungen eingesenkt sind. Das obere Niveau besteht aus zwei durch verschiedene Gefällsverhältnisse und Strukturen ausgezeichneten Formelementen. Das erste ist ein auf Grund der Gefällskurve wohl eisüberarbeitetes, aber flußbürtiges Talbodensystem, welches das zweite Formelement entweder unterlagert oder sich damit unter sehr kleinem Winkel verschneidet. Dieser zweite Baubestandteil wird durch die große Schotterfläche der R-W-interglazialen Talverschüttung gebildet. Bobek faßte die Schotterfläche im Inntal als Erosionsniveau auf. Der horizontale Verlauf der Oberkante der zentralalpiner Einschotterung, das äußerst geringe Gefälle im Talquerschnitt, das keinen Geländeknick gegen einen späteren Talweg zeigt, sondern höchstens mit dem sohlenebenen Querprofil eines mäandrierenden Gewässers verglichen werden kann, läßt den Schluß zu, daß die Schotterebene nicht der formale Ausdruck einer selbständigen, nach Abschluß der Talverschüttung erst einsetzenden Erosionsphase im Sinne Bobeks ist, sondern einfach das bei der Schottereinfüllung im Brandenberger Tal erreichte Akkumulationsniveau darstellt. Da nun einerseits die Flächen des mit dieser Schotterebene sich verschneidenden Felssystems 400—500 m über der rezenten Inntalsohle liegen, diese selbst bei Rattenberg noch über 100 m aufgeschottert ist, andererseits aber das Inntal — wie die altdiluvialen Ablagerungen beweisen — in der Mindeleiszeit bereits auf die heutige Tiefe erodiert war, so muß die Ausbildung dieses Felsniveaus, das vermöge seines fluviatilen Charakters nicht glazialer Entstehung sein kann, noch ins Jungpliozän fallen. Das zweite Talbodensystem in 680—850 m Höhe gehört entwicklungsgeschichtlich einerseits infolge seiner Ausprägung in den R-W-



interglazialen Verschüttungsmassen, andererseits durch seine fluviatile Formenart zu der noch im R-W-Interglazial erfolgten Zerschneidung der Sedimente. Darnach erfolgte die Hebung des Gebietes noch während des letzten Interglazials in zwei Abschnitten, deren erster zur Entstehung des genannten, in das Aufschüttungsniveau eingesenkten Talsystems führte, während der zweite die Zerschneidung dieses Verebnungssystems etwa bis zur Tiefe der heutigen Talsohle einleitete.

2. Die Anlage der Klammen erscheint an die widerstandsfähigeren Gesteine (Wettersteinkalk, Hauptdolomit) gebunden, während die Talweitungen Ausräumungszonen in den weicheren Gesteinen (Gosauablagerungen, Neokom-Mergel) oder in den Verschneidungen des Flußlaufes mit Schichtgrenzen darstellen.

Die Frage nach der zeitlichen Einordnung der Klammen konnte dahin beantwortet werden, daß die Entstehung derselben spätestens in die Zeit vor der Talverschüttung gesetzt werden muß, da sie mit den Talsohlenweitungen auf einer einheitlichen Gefällsline liegen, das Alter der letzteren aber wieder durch die Einlagerung der R-W-interglazialen Sedimente gegeben ist. R-W-zwischeneiszeitlicher Entstehung sind nur die epigenetischen Schluchten der Geißmoos- und Grundache im Steinberger Becken. Levy's postglaziale Epigenese bei Pinegg erwies sich als nicht bestehend. Auch diese Klamm ist vielmehr gleichen Alters wie die übrigen derartigen Talabschnitte und entstand demnach gleichfalls bereits vor der Talverschüttung. Daß die Ache bei ihrer Wiedereintiefung im Brandenberger Tal mit Ausnahme des oben erwähnten kleinen, aus Achenschottern aufgebauten Umlaufberges keinerlei epigenetische Talstrecken schuf, ist aus der Enge des Tales und der starken Neigung der im anstehenden Fels ausgeformten Talflanken erklärbar, die zusammen ein Abgleiten der neuerlich erodierenden Ache verhinderten und das Gewässer zur Wiederausräumung seiner alten Talfurche und damit auch der vor der Talverschüttung bereits bestehenden Klammen zwangen.

3. In der Frage nach der Mechanik der Talverschüttung mußte die frühere Hypothese eines einheitlichen Stausees, welche ein ruckartiges, von den Flüssen durch Aufschotterung nicht mehr nachgeholtes Einsinken des Alpenkörpers zur Voraussetzung hatte, durch eine Auffassung ersetzt werden, welche bei einer allmählichen, allerdings nicht gleichförmigen Senkung des Gebietes ein Vordringen der Innsedimente und dadurch ein entsprechendes Höherschalten des Stauseespiegels der Ache beinhaltet. Damit werden vor allem die eigentümlichen Lagerungsverhältnisse der Verschüttungsmassen erklärt, die darin bestehen, daß gleichartige Verschüttungsglieder in verschiedener Höhe, strukturell verschiedene aber in gleicher Höhe liegen und über lakustren Ablagerungen fluviatile Absätze auftreten. Diese Standort-



beziehungen scheinen in ähnlicher Weise auch bei der Verbauung des Alpbachtals auf. Hier liegen vor der Talenge von „Lochhammer“ die geschichteten Schotter der Reither und Scheffacher Terrasse, hinter der Schlucht die geschichteten, groben Gerölle des Alpbaches, welche durch den Spülregen in Schotterpyramiden aufgegliedert wurden. Über diesen Geröllen liegen in gleicher Höhe die Mehlsandstufen unterhalb „Egg“ und „Hochkolber“, weiter taleinwärts die mächtigen Bändertonlager unterhalb des Dorfes Alpbach. Im Hangenden der Mehlsande und Bändertone finden sich dann wieder die geschichteten und moränenbedeckten Schotter. Auch hier ist das Nebeneinander der einzelnen Verschüttungselemente nicht durch Absatz in einem einheitlichen Stausee, wohl aber durch ein allmähliches Vordringen des Innwassers und durch ein entsprechendes Zurückweichen des gestauten Alpbaches erklärbar. Dieser bisher unbeachtet gebliebene Verschüttungsvorgang geht auf die mit dem Einsinken eines Gebietes auftretende relative Steigerung der Transportkraft des Haupttalgewässers gegenüber der Transportkraft des Seitentalgewässers zurück, wobei das letztere schließlich von dem ersteren völlig überwältigt werden kann. Die durch die Bändertone festgelegten verschiedenen Stauseespiegelhöhen zeigen zeitweilige Gleichgewichtszustände zwischen den Bewegungsenergien beider Gewässer an, die auf vorübergehende Stillstände oder Verlangsamungen des Senkungsvorganges zurückzuführen sind. In letzterem Falle mußte die Senkung allerdings so geringfügig werden, daß dadurch — um zwei Ausdrücke des Flußbaues zu gebrauchen — die bisherige „Sedimentationsschleppkraft“ des Inn, das ist die untere Grenze der Bewegungsenergie, bei der das Geschiebe gerade zur Ruhe kommt und sich absetzt, nicht durch weitere Verminderung des Achenwiderstandes zur „Erosionsschleppkraft“, das ist jenes Energieausmaß, bei dem das Geschiebe gerade in Bewegung gerät, gesteigert und damit ein Vordringen des talfremden Geschiebes ermöglicht wird. Die Überlagerung der vom groben Lokalgerölle bis zu den Bändertonen sich verfeinernden Achensedimente durch die von den quarz- und glimmerreichen Mehlsanden zu den gut gerollten zentralalpinen Schottern sich vergrößernden Innsedimente beweist zusammen mit den zwischengeschalteten Bändertonhorizonten, daß sich sowohl im Brandenberg-, als auch im Alpbachtal eine über 400 m betragende, ungleichförmige Senkung mit zunehmender Geschiebeschleppkraft des Haupttalgewässers vollzog. Die Zunahme dieser Geschiebeschleppkraft erklärt sich aus der bei der Gefällsverminderung innerhalb eines bestimmten Flußabschnittes auftretenden Vermehrung der Wassermasse infolge des langsameren Abflusses. Die Aufschotterung geht aus dem Bemühen des Wassers nach Wiederherstellung seines Abflußgleichgewichtszustandes hervor. Die Tatsache, daß das höchst gelegene Einschüttungsglied des Brandenberger



Haupttales sich aus geschichteten Flußschottern zusammensetzt, beweist ferner, daß selbst in der letzten Phase des Senkungsvorganges bei größter Gefällsverminderung und relativ höchster Lage der Erosionsbasis eine Flußströmung und kein See bestand, da ein derartiges Geschiebe nur von einem fließenden Gewässer abgelagert werden kann.

## Schriftenverzeichnis.

1. Ampferer, O., Aus der geologischen Geschichte des Achensees, Zeitschr. D. u. Ö. A.-V., 1905.
2. Ampferer, O., Studien über die Inntalterrassen, Jb. Geol. R. A. 1904.
3. Ampferer, O., Glazialgeologische Beobachtungen im unteren Inntale, Zeitschr. f. Glkde. II, 1907/8.
4. Ampferer, O., Über die Entstehung der Inntalterrassen, Verh. Geol. R. A. 1908.
5. Ampferer, O., Über die Entstehung der Inntalterrassen, Zeitschr. f. Glkde. III, 1908/9.
6. Ampferer, O., Über Gehängebreccien der nördlichen Kalkalpen, Jb. Geol. R. A. 1908.
7. Ampferer, O., Über die Bohrung von Rum bei Hall, Jb. Geol. St. A. 1921.
8. Blaas, J., Über die Glazialformation im Inntale, Zeitschr. des Ferdinandeums, Heft 29, Innsbruck 1885.
9. Blaas, J., Geologischer Führer durch Tirol, Bd. 3, S. 366/70.
10. Bobek, H., Die Formentwicklung der Zillertaler und Tuxer Alpen im Einzugsbereich des Zillers, Forsch. D. L. u. V. Kde., Bd. 30/1, 1933.
11. Bobek, H., Die jüngere Geschichte der Inntalterrasse und der Rückzug der letzten Vergletscherung im Inntale, Jb. Geol. B. A., Bd. 85, H. 2, 1935.
12. Burger, E., Strittige Fragen der Glazialmorphologie, Geogr. Jahresbericht aus Österreich, Bd. 16, 1933.
13. Klebelsberg, R. v., Die eiszeitliche Vergletscherung der Alpen, Zeitschr. D. u. Ö. A.-V., 1913.
14. Klebelsberg, R. v., Geologie von Tirol, 1935.
15. Levy, F., Quartäre Formentwicklung der Schlierseer Berge und ihrer Nachbarschaft, Ostalpine Formenstudien, Abt. I, H. 2, 1922.
16. Levy, F., Die Gliederung des alpbayrischen Spätglazials, Geol. Rundschau, 1925.
17. Machatschek, F., Tal- und Glazialstudien im oberen Inngebiet, Mitt. Geogr. Ges. Wien, 1933.
18. Machatschek, F., Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntales, Mitt. Geogr. Ges. Wien, 1934.
19. Müllner, J., Die Seen des Unterinntals in der Umgebung von Rattenberg und Kufstein, Zeitschr. des Ferdinandeums, Innsbruck, H. 49, 1905.
20. Mojsisovics, E., Das Gebiet von Tiersee, Kufstein, Walchsee und Kössen in Nordtirol, Verh. Geol. R. A. 1869.
21. Penck, A., Die Vergletscherung der deutschen Alpen, Leipzig 1882.
22. Penck, A. und Brückner, E., Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. I (1902), Leipzig 1909.
23. Pichler, A., Beiträge zur Geognosie Tirols, Innsbruck 1859.
24. Seefeldner, E., Stand und Aufgaben der glazialmorphologischen Forschung in den deutschen Alpen, Zeitschr. f. Erdkde., Bd. 5, 1937.
25. Schreiber, W., Das Sonwendgebirge in Tirol, Veröffentlichungen des Museum Ferdinandeum in Innsbruck, Bd. 19 (für 1939).

26. Sölch, J., Fluß- und Eiswerk in den Alpen zwischen Ötztal und St. Gotthard, Erg.-Heft Nr. 219/20 zu Petermanns Mitt. 1935.
27. Wehrli, H., Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach, Jb. Geol. B. A. 1928.
28. Wolf, H. v., Die eiszeitliche Vergletscherung des Achenseegebietes, Mitt. Geogr. Ges. München, Bd. 15, 1921/22.

**Anschrift des Verfassers: Dr. Walter Schreiber, Kramsach bei Brixlegg.**



# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum](#)

Jahr/Year: 1946/49

Band/Volume: [026-029](#)

Autor(en)/Author(s): Schreiber Walter

Artikel/Article: [Klambildung und Talverschüttung im Brandenberg-Steinberger Gebiet. 33-60](#)