

Geologische Profile aus dem Gebiete des Kössener Beckens.

Von **Otto Ampferer.**

(Mit 18 Zeichnungen und 1 Tafel.)

Im Jahre 1908 ist in Innsbruck eine Studie von F. Oertelius über die wirtschaftliche Bedeutung des Kössener Beckens erschienen, verbunden mit einer geologischen Skizze der Umgebung von Schwendt bei Kössen von Dr. O. M. Reis.

Seitdem ist meines Wissens die Geologie dieses Gebietes nicht mehr eingehender beschrieben worden. Bei der Neuaufnahme der Blätter „Kufstein und Lofer—St. Johann“ habe ich auch das Kössener Becken samt seiner engeren und weiteren Umgebung nun genauer kennengelernt.

Im folgenden soll über die bei diesen Aufnahmen gewonnenen neuen Erfahrungen kurz berichtet werden.

Das Kössener Becken stellt mit seiner östlichen Fortsetzung im Becken von Reit im Winkl eine langgestreckte Muldenform vor, welche mit tertiären und quartären Ablagerungen erfüllt ist.

Gegen O zu wird diese Mulde schmaler und hebt sich östlich von Reit im Winkl ganz heraus.

Gegen W zu wird dieselbe breiter, taucht teilweise unter das Kaisergebirge hinein und steht wahrscheinlich mit der Tertiärmulde des Unterinntales in geschlossenem Zusammenhang.

Für das Verständnis dieser Gebiete war die Erkenntnis der Kaisergebirgsdecke und ihres tertiären Vorschubes von entscheidender Bedeutung.

Die Grundlagen für diese Auffassung sind in den drei Arbeiten „Regionale Stellung des Kaisergebirges, Jahrbuch 1921, Geologie des Unterinntaler Tertiärs, Jahrbuch 1922 und Beiträge zur Tektonik und Morphologie der Kalkalpen zwischen Inn und Saalach, Jahrbuch 1925“, geliefert worden.

Die Kenntnis dieser Arbeiten wird hier vorausgesetzt, da diese Arbeit nur ein weiteres Glied derselben Reihe vorstellt.

Als Kartengrundlagen kommen die zwei Blätter „Kufstein“ und „Lofer—St. Johann“ zunächst in Betracht, von denen das erste bereits erschienen ist, während das zweite in diesem Herbst herauskommt.

I. Bau der Tertiärmulde.

Wenn man sich mit der Geologie des Kössener Beckens genauer beschäftigt, so gewinnt man bald den Eindruck, daß die heute vorliegende weite Muldenlandschaft zwar in den großen Verhältnissen der

geologischen Vorzeichnung des Untergrundes folgt, daß dies aber im Detail keineswegs offen sichtbar liegt, sondern erst durch Zusammenfügung vieler in Wald und Schluchten verborgener Profile gelingt.

Ein Blick auf die beiliegende Taf. V zeigt auch sofort, daß die schöne, klare Muldenform der Tertiärschichten in keinem Profile lückenlos erschlossen, sondern meist von jüngeren Schuttmassen verhüllt ist.

Wenn wir mit der Beschreibung unserer Mulde im W beginnen, so ist zunächst hervorzuheben, daß die Tertiärschichten auf der Nordseite des Kaisergebirges eine erheblich größere Ausdehnung zeigen, als auf der Karte des Kaisergebirges von Leuchs angegeben ist.

Sie haben sich bis in die Gegend südlich von Oberndorf verfolgen lassen. Ihr Auftreten ist hier dasselbe wie am ganzen Nordrand des Kaisergebirges.

Die Tertiärkonglomerate am Nordfuß des Kaisergebirges sind also von den gleichartigen Tertiärkonglomeraten am Südfuß der Thierbergterrasse tatsächlich nur mehr durch die schräge Breite der Inntalsole bei Kiefersfelden (zirka 4 km) getrennt.

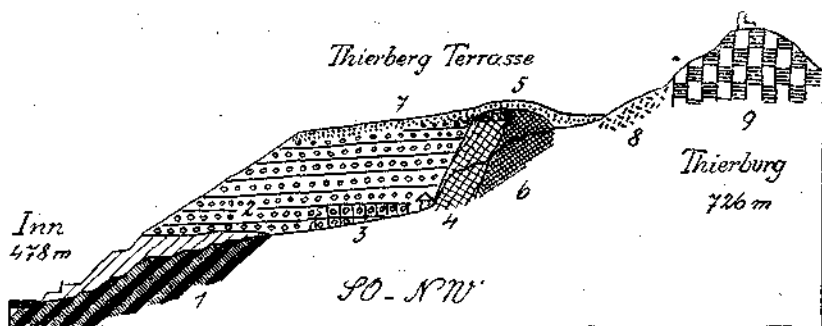


Fig. 1. 1 = Angerbergsschichten. 2 = Innschotter. 3 = Konglomerat von Innschottern. 4 = Hauptdolomit Mylonit. 5 = Grüne Sandsteine, Lotten — kleiner Rest. 6 = Dunkelgraue, weißfadige Kalk. 7 = Hangende Grundmoräne. 8 = Gosambrecce. 9 = Wettersteinkalk.

Man kann daher wohl mit großer Wahrscheinlichkeit mit einem unmittelbaren Zusammenhang der Unterinntaler und der Kössener Tertiärmulde rechnen.

Prof. Fig. 1 zeigt die Angerbergsschichten am Westufer des Inn knapp vor dem Untertauchen unter die Schuttsohle des Inntales und Prof. Fig. 2 das erste Auftauchen derselben Schichtserie am Ostufer des Flusses unter den Wänden des Kaisergebirges.

Die weitere Fortsetzung der Tertiärmulde gegen O bringen dann die acht Profile, welche auf Taf. V vereinigt sind.

Fig. 1 und 2 stellen also die Verbindung zwischen der Kössener Mulde und jener des Unterinntales her.

In Fig. 1 haben wir ein Stück des Nordflügels der Unterinntaler Tertiärmulde vor uns, der sich hier an eine steil stehende Schichten-Gruppe von Hauptdolomit, undeutlich entwickelten Raibler Schichten und Wettersteinkalk anlehnt.

In dieser Schichtengruppe haben wir die abgesenkte und nordwärts verschobene Fortsetzung des Unutz-Pendling-Gewölbes erkannt.

Die Anlagerung der Angerbergsschichten ist in dem Profilschnitt nicht unmittelbar zu sehen. Charakteristisch ist die Auflagerung von Gosaubreccien auf den Wettersteinkalkzug, welcher die Ruine der Thierburg trägt.

Dieser Wettersteinkalkzug taucht etwas nördlicher von den Angerbergsschichten ebenfalls unter die Schuttsohle des Inntales und kommt dann erst östlich von Ebbs wieder zum Vorschein. Die Unterbrechung dieses auffallenden Kalkzuges beträgt hier zirka 5 km.

Er taucht aber mit denselben Merkmalen wie auf der Thierbergterrasse wieder auf. Auch hier bildet er den Felskern einer Terrasse (Buchberg) und besteht aus einer Verschweißung von Linsen von Wettersteinkalk mit Hauptdolomit, auf der ebenfalls auch spärliche Reste von Gosaubreccien erhalten sind.

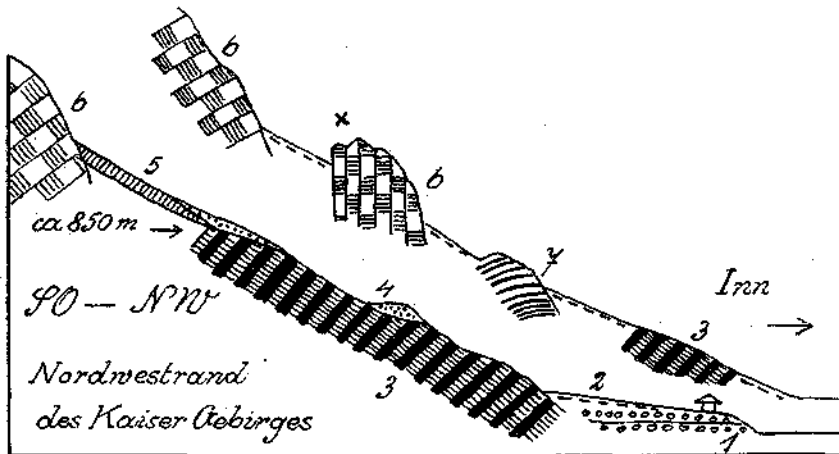


Fig. 2. 1 = Innsande. 2 = Hangschutt. 3 = Angerbergsschichten. 4 = Grundmoräne. 5 = Gehängebreccie. 6 = Wettersteinkalk. X = Scholle von Wettersteinkalk, begrenzt von steilen, mächtigen Schubflächen. 7 = Muschelkalk.

Dieser Zug, welcher das weithin sichtbare Kirchlein St. Nikolaus trägt, ist deshalb schon länger bekannt, weil an seiner Südseite ein Zug von Häringner Schichten in der Form von Nummulitenbreccien aufgeschlossen liegt.

Prof. I der Taf. V schneidet von Kaisergebirge über diesen Zug zu dem Niederndorfer Berg hinüber. In diesem Profil erkennen wir bereits deutlich die vier tektonischen Hauptelemente, mit welchen wir uns im folgenden vielfach zu beschäftigen haben.

Es sind dies vom S gegen N die große Schubmasse des Kaisergebirges, darunter die überwältigte Mulde der Tertiärschichten. Den Nordflügel der Tertiärmulde bildet dann zunächst die Fortsetzung des Unutz-Pendlingzuges. Dieser selbst stößt wieder längs einer Störungslinie an die Fortsetzung der großen Neokommulde von Landl, welche sich aus der Gegend von Niederndorf, allerdings vielfach ganz enggepreßt, wild verworfen und auch teilweise von Gosauern und Konglomeraten überdeckt, bis an den Nordfuß des Rauschberges verfolgen läßt.

Durch den Zementbruch von Sebi ist hier ein sehr schöner Aufschluß entstanden, von dem Fig. 3 eine räumliche Vorstellung geben soll. Wir sehen insbesondere die Neokommargel in gegen N überkippte enge Falten gepreßt, welche deutlich genug einen mächtigen, vom S gekommenen Anschub verraten. Im Gegensatz dazu sind die das Neokom überlagernden Breccien und Sandsteine der Gosauschichten viel ruhiger gelagert und nicht in demselben Ausmaß verfaultet.

Es ist daher wahrscheinlich, daß diese heftige Verfallung des Neokoms schon vor Anlagerung der Gosauschichten entstanden ist.

In dem waldbedeckten Abhang oberhalb des Zementofens stehen zwischen den Buchstaben *b* und *d* von Fig. 3 steil gegen NW fallende Kalke an, aus denen G. Buchauer (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1887) Ammoniten des oberen Lias (Posidonienschichten) gewonnen und beschrieben hat.

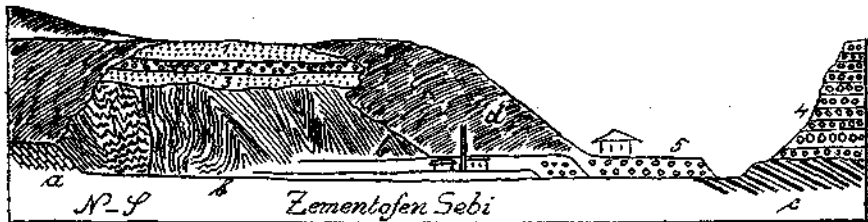


Fig. 3. *a* = Aptychenkalke. *b* = Neokommargel. *c* = Dunklere und hellere graue, weiche, knolligbrechende Mergel und weiche glimmerige Sandsteine mit Koblen spreu. *d* = Graue, gelbbraun verwitternde Kalksandsteine und feine baustückige Kalkbreccien. Viele Schalen auch große Inoceramen. Rötliche, graue, grünliche Kalkspatdrusen mit Eisen- und Kupferkies. 1 = Hellgrauer Schotter. 2 = Gröberer, rot verwitterter Schotter. 3 = Feinerer grauer Schotter. 4 = Terrassenschotter.

Es handelt sich hier um eine Scholle, welche aus einigen dünngebankten grauen Kalklagen mit dunklen Hornsteinlinsen und einer roten mergeligen Zwischenlage besteht, aus welcher die Ammoniten stammen.

Darüber und darunter stehen feinkörnige Kalksandsteine an, die kleine eckige Kalk- und Hornsteinkörnchen enthalten.

Wahrscheinlich ist die Liasscholle ganz von Gosauschichten eingehüllt und besitzt nur eine geringe Größe.

Die breiten Terrassen, welche sich östlich von Sebi über den Sattel von Durchholzen zum Walchsee erstrecken und dabei den Miesberg wie eine Insel allseitig umschließen, bestehen zum großen Teil aus Ablagerungen des Inn. Unter ihnen tritt zwischen Sebi und Primau ältere Grundmoräne und zu beiden Seiten des Staudinger Baches eine ausgedehnte Ablagerung von Bändertonen auf.

Überlagert werden diese vielfach auch etwas verkitteten Schotter- und Sandterrassen von einer ausgedehnten Grundmoränendecke.

Über dieser Grundmoränendecke breitet sich westlich von Durchholzen eine mächtige grobblockige Endmoräne eines tief herabreichenden Gletschers der Pyramidenspitze aus.

Diese Endmoräne ist früher als Bergsturzmasse gedeutet worden.

Fig. 4 legt einen Schnitt durch die eben besprochenen Terrassen und diese Endmoräne von Durchholzen vor.

Dieses Profil schneidet aber auch einen kleinen Hügel, der aus den Terrassenschottern aufragt. Die nähere Besichtigung lehrt, daß wir es mit einem weichen Sandstein zu tun haben, der ziemlich reichlich kleine Nummuliten enthält.

Östlich davon treffen wir in der Bachschlucht einen unscheinbaren Aufschluß von zertrümmertem Wettersteinkalk mit einer Rauhwacke, die wahrscheinlich nicht den Raibler Schichten, sondern schon der Untertrias angehört.

Weiter östlich stellen sich dann genau in derselben tektonischen Fuge viel größere Massen von Untertrias sogar mit Haselgebirge und Buntsandstein ein.

Interessant ist die Beobachtung, daß wir hier die Nummuliten-sandsteine offenbar nördlich von dem Triaszug Buchberg—Miesberg antreffen.

Auf der Ostseite des Inn ist das weitere Nordwärtsgreifen des Tertiärs schon lange bekannt.

Es findet aber auch auf der Westseite dieses Flusses statt.

Der kleine Hügel bei Fuchsanger ist ein Beleg dafür.

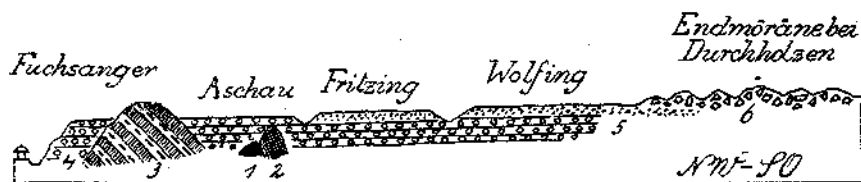


Fig. 4. 1 = Rauhwacke mit schwarzen Kalkstückchen — Untertrias. 2 = Wettersteinkalk, zertrümmert. 3 = Nummuliten-sandstein. 4 = Inntaler Terrassenschotter. 5 = Stark bearbeitete Grundmoräne mit Blöcken des Durchholzener Konglomerats, die deutlich geschliffen sind. 6 = Endmoräne.

Ein noch viel deutlicherer findet sich aber an der Nordseite des Miesberges, welcher auf Prof. III der Taf. V abgebildet erscheint. Hier fand ich einen ziemlich ausgedehnten Streifen von Nummulitenbreccien und weiter östlich einen Streifen von Gosauschichten.

Es ist also festzuhalten, daß beiderseits des Inndurchbruches die älteren Tertiärablagerungen die Linie des heutigen Muldenrandes, welche die Fortsetzung des Unutzgewölbes bildet, überschritten haben.

Weiter gegen O finden wir keine so sicheren Beweise eines solchen Übergreifens mehr und die Tertiärablagerungen sind streng und reinlich auf das Muldengebiet beschränkt.

Vom Miesberg fehlen bis in die Gegend von Kössen Tertiäraufschlüsse des Nordflügels. Dagegen ist der Südflügel auf der ganzen Strecke, wenn man von den lokalen Verschüttungen absieht, ziemlich gut aufgeschlossen. Unter den Nordwänden des Kaisergebirges sind die Angerbergsschichten in allen tieferen Gräben angeschnitten. Dazwischen verhüllen aber mächtige glaziale und interglaziale Ablagerungen das Gehänge.

Ein unmittelbarer Kontakt der Tertiärschichten mit der Kaisergebirgsdecke ist jedoch erst an jenem Seitenkamm zu beobachten, der von der Pyramidenspitze gegen N vorspringt und die Jovenalpe trägt.

Die hier vorhandenen wichtigen Aufschlüsse habe ich bereits im Jahre 1921 in einem Querschnitt durch das Kaisergebirge (Jahrbuch 1921, S. 162) zur Darstellung gebracht.

Leider ist der Maßstab dieses Profils zu klein, und so füge ich hier ein anschaulicheres Bild der Verhältnisse, Fig. 5, ein. •

Die Angerbergsschichten, welche auch hier aus einem vielfältigen Wechsel von Sandstein- und Konglomeratbänken bestehen, enthalten mehrfach Schmitzen und Scherben von Pechkohlen. Die Gerölle enthalten massenhaft Grauwackengesteine und Kalke der Untertrias.

Schräg zu den Angerbergsschichten springt ein Keil von Hauptdolomit ein, der auch noch in einem mehr südwestlich gelegenen Aufschluß zu sehen ist. Zwischen diesem Dolomitkeil und der aufgeschobenen Kaisergebirgsdecke sind nun hier graue und rote, dünnschuppige Mergel und Kalkschiefer aufgeschlossen, die aufs schärfste ausgewalzt erscheinen. Sie enthalten massenhaft Zerrkalkschuppen und eingequetschte Schollen von Konglomeraten mit vielen bunten Hornsteingeröllen. Es ist eine Verfaltung von bunten Senonmergeln mit Gosaukonglomeraten, wie wir solche in weiterer Verbreitung aus dem Fenster von Eiberg an der Südwestseite des Kaisergebirges kennen gelernt haben.

Charakteristisch ist, daß wir hier als Südflügel des Tertiärs nicht die Triaskalke des Kaisergebirges, sondern einen Keil von Hauptdolomit und Gosauschichten antreffen.

Die östliche Fortsetzung des Muschelkalkstreifens der Jovenalpe bildet dann zunächst der Heuberg und weiter der Ebersberg.

Beide bestehen aus verfalteten Muschelkalkschichten, zu denen aber auch noch Rauhwacken und Dolomitbreccien der Reichenhaller Schichten treten.

Im S stößt dieser Muschelkalkzug am Jöchl an den Wettersteinkalk des Roßkaisers, im N ist derselbe auf Tertiär aufgeschoben. Der unmittelbare Kontakt ist aber leider hier nirgends entblößt.

Schräg gegenüber von der Jovenalpe ist bei der Goglalpe in den Angerbergsschichten ein Schürfstollen auf Kohlen vorgetrieben worden, der aber zur Zeit meines Besuches bereits verfallen und unzugänglich war.

Am Nordfuß von Heuberg und Ebersberg sind die Angerbergsschichten in ziemlicher Ausdehnung aufgedeckt.

Ob zwischen ihnen und der aufgeschobenen Untertrias auch hier noch Gosauschichten zwischengeschaltet liegen, kann ich nicht entscheiden.

Sicher ist dies aber an der Nordseite des Ebersberges an seinem Abfall gegen das Habersauer Tal vorhanden.

Hier sind die bunten Konglomerate und die weichen, zwischenlagernden Senonmergel auf mehr als 1 km Länge gut erschlossen.

Sie streichen ungenau ostwestlich und fallen steil südwärts ein. Ihr Streichen führt westwärts gleich unter die Reichenhaller Schichten des Ebersberges hinein, ostwärts aber treten dieselben Konglomerate und Senonmergel auf eine Strecke von über 3 km vielfach offen zutage und enden in der Schlucht des Kohlbaches nördlich von Schwendt. Die allgemeine Lage dieses Gosauzuges ist auf Taf. V in den Profilen IV und V wiedergegeben.

Prof. IV schneidet den Gosauzug in seiner breitesten Entfaltung. Die nördlich davon liegende Tertiärmulde ist in diesem Anschnitt überall von Grundmoränen und Schottern verhüllt.

Prof. V zeigt die Gosauschichten nur mehr als Einfaltung in den Neokommerneln von Schwendt. Diese Neokommerneln bilden dann die Basis des Tertiärs, das mit lokalen groben Basalbreccien auf den weichen Neokommerneln liegt.

Die soeben besprochenen zwei Profile IV und V bedeuten für den inneren Bau unserer Tertiärmulde einen Wendepunkt. Während die Profile I bis IV offenbar unter dem mächtigen Einfluß der Kaisergebirgsdecke eine ausgesprochene Überkipfung des ganzen Südflügels unserer Mulde zeigen, ändert sich dies auf Prof. V. Von hier an zeigt der Südflügel bis zu seinem Ende bei Reit im Winkl durchaus ein normales, mittelsteiles Einfallen gegen N.

Dieser machtvolle Umschwung im ganzen Bauplan der Tertiärmulde fällt genau mit dem Wirkungsbereich der Kaisergebirgsdecke zusammen. Soweit dieselbe reicht, wurde die Tertiärmulde überkippt. Mit dem

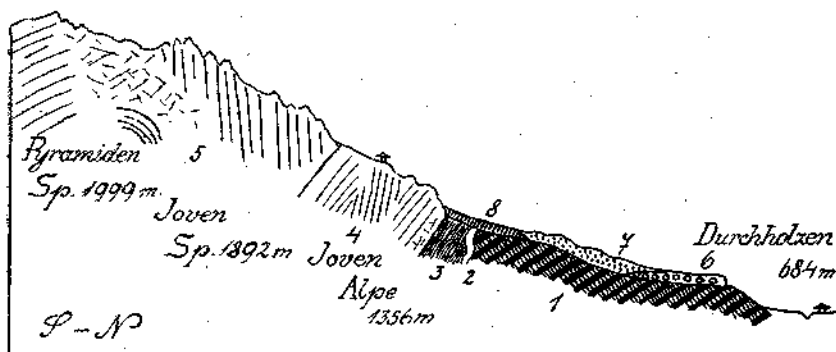


Fig. 5. 1 = Angerbergsschichten. 2 = Keil von Hauptdolomit. 3 = Gosauergel und Gosaukonglomerat. 4 = Muschelkalk. 5 = Wettersteinkalk. 6 = Altes Innkonglomerat. 7 = Blockmoräne mit viel Blöcken von 8. 8 = Gehänsbreccie meist aus 5.

Zurückweichen der Kaisergebirgsdecke an der Westseite des Kohltales hört auch diese Überkipfung auf und die Tertiärmulde zeigt wieder ihre undeformierte Gestalt.

Prof. V bringt zugleich einen der vollständigsten Querschnitte durch unsere Mulde, der außerdem noch durch Bohrungen bis in große Tiefen aufgehellt wurde. Diese Bohrungen, welche zwar ihren Zweck, nämlich die Auffindung der kohleführenden Häringer Schichten, nicht erreicht haben, beweisen die tiefe Einfaltung der Angerbergsschichten. Kohleführende Häringer Schichten sind also weder an den Rändern, noch auch an der Sohle unserer Mulde vorhanden. Mit Ausnahme der sehr ungleich mächtigen basalen Breccien und Konglomerate, die vielfach Nummuliten und reichlich Korallen führen, besteht die weit überwiegende Füllmasse unserer Mulde hier aus Angerbergsschichten, die sich durch Fossilarmut auszeichnen.

Etwas nördlich von der im Prof. V eingetragenen Bohrung habe ich am Südufer des Weißenbaches eine Lage von verkohlten Pflanzenresten in den dort anstehenden, flach liegenden Sandsteinen entdeckt, die jedoch wegen ihrer Erhaltung wenig Aussicht auf Bestimmung bieten.

Das Neokom von Schwendt, das seinerzeit wegen seiner vorzüglichen Eignung für die Zementerzeugung eingehend untersucht worden ist, bildet indessen nur auf eine kurze Strecke den Südflügel unserer Tertiärmulde. Bereits 1 km nordöstlich von Schwendt transgredieren die Nummuliten und Korallen führenden Basalbreccien schon unmittelbar auf Hauptdolomit.

Die Aufschlüsse sind hier sehr gut, besonders zu beiden Seiten des tiefen Einschnittes des Niederhauser Tales, welcher das Schnappenberghorn vom Unterberghorn trennt. Prof. VI auf Taf. V enthält die Hauptangaben über die Anlagerung des Tertiärs an die mächtigen, hochaufgewölbten Massen von Hauptdolomit, welche die Gruppe von Schnappenberg- und Unterberghorn zusammensetzen.

Während im Bereich des Neokoms die Basalbreccien nur geringmächtig sind, finden wir hier wohl entsprechend der viel tieferen Abtragung mächtige, meist aus Hauptdolomit und Plattenkalk gebildete Breccien und Konglomerate. Es geht aus diesem Befunde hervor, daß der dreieckige Fleck von jüngeren Schichten, welcher bei Schwendt zwischen dem Ostrand der Kaisergebirgsdecke, dem Südrand der Tertiärmulde und dem Hauptdolomitmassiv des Schnappenbergs erhalten ist, bereits bei der Tertiärtransgression an seiner Nordseite zugeschnitten wurde. Die Grenze der Kaisergebirgsdecke ist dagegen offenbar wesentlich jünger.

Die Abgrenzung gegen den Hauptdolomit des Schnappenbergs ist aber auch eine Störung, und zwar eine Verwerfung, die sich an der Westseite des Schnappenberghorns weit nach S verfolgen läßt.

Aber diese Verwerfung, an welcher die jüngeren Schichten von Schwendt abgesenkt wurden, scheint älter als die Tertiärtransgression zu sein.

Das Verhältnis der Schwendter Scholle zu der überschobenen Kaisergebirgsdecke im W und zum Dolomitmassiv des Schnappenberghorns im O soll der ostwestliche Schnitt, Fig. 6, dem Leser vorführen.

In dieser Schnittlage bilden die jüngeren Schichten von Schwendt eine eigentümliche Falte mit steil in die Tiefe gebogenem Sattel. Man hat den Eindruck, daß diese auffallend einseitige Ausbildung eine Wirkung des Vorschubes der Kaisergebirgsdecke vorstellt. Bemerkenswert ist weiters die Anhäufung von roten Hornsteinkalken oberhalb von Schwendt, wogegen dieselben unterhalb von Schwendt fehlen.

Wahrscheinlich ist auch darin die Wirkung einer mächtigen Ausquetschung zu verspüren, die sonst in dem einfachen Faltenbild ganz unverständlich wirkt.

Es ist hier der Ort, auf die eigenartige regionale Stellung hinzuweisen, welche diese Insel von jüngeren Schichten bei Schwendt mit dem sogenannten Fenster von Eiberg auf der Westseite des Kaisergebirges verbindet.

Diese beiden kleinen Oasen von Jura- und Kreidesteinen sind genau durch die Längserstreckung der Kaisergebirgsdecke, das ist einen Betrag von 17 bis 18 km, voneinander getrennt.

Zu der Ähnlichkeit der Juraschichten ist durch die Neuaufnahme auch noch die Ähnlichkeit der Gosauschichten gekommen. Beide Vor-

kommen stoßen scharf und unvermittelt an die Kaisergebirgsdecke und es ist heute wohl naheliegend, ihren Zusammenhang unter dieser selbst zu vermuten.

Wenn man das Fenster von Eiberg mit dem Fenster von Schwendt geradlinig verbindet, so genügt ein Vorschub der Kaisergebirgsdecke in der Richtung von SO gegen NO im Ausmaß von nur 4—5 km, um die nötige Überdeckung zu schaffen.

Damit ist natürlich nur ein Minimum bezeichnet, der wirkliche Vorschub dürfte voraussichtlich bedeutender gewesen sein.

Wenn wir uns nun von Schwendt aus wieder dem Studium des Südrandes der Tertiärmulde zuwenden, so zeigt sich, daß die große Hauptdolomitmasse, welche Schnappenberg- und Unterberghorn zusammensetzt auch noch das Durchbruchstal der Großache übersetzt und jenseits den breiten, weitausgreifenden Sockel des Kammerkörgebirges bildet.

Die Tertiärgrenze überschreitet ebenfalls die Großache und bildet dabei in derselben einen Klippenzug. Im O der Großache ist die Tertiärmulde nun sowohl am Süd- wie auch am Nordrande verhältnismäßig gut abgeschlossen. Die Prof. VI, VII und VIII von Taf. V schneiden durch diesen Teil der Mulde, der sich nun allmählig in der Richtung gegen O heraushebt. Der Südfügel bewahrt dabei seine monumentale ruhige Gestaltung.

Prof. VIII zeigt das Ostende der Tertiärmulde bei der Endfeldmühle. Wir erkennen, daß die Basalbreccien hier unmittelbar steilgestellten und tief abgetragenen Schichten von Hauptdolomit aufgelagert sind. Diese Formung ist nur möglich, wenn der Untergrund unserer Mulde schon vor der Auflagerung des Tertiärs ziemlich eng gefaltet und bereits wieder tief abgetragen war. Es ist also nicht anzunehmen, daß der Untergrund der Tertiärmulde ebenfalls eine einfache Muldenstruktur besitzt. Er hatte im Gegenteil schon eine oder vielleicht schon mehrere scharfe Faltungen durchgemacht und war bereits tiefgreifend erodiert worden, bevor die Aufschüttungen der tertiären Ablagerungen begannen.

Wenn dies nun auch nur an dem hochgehobenen Ostende unserer Tertiärbucht direkt

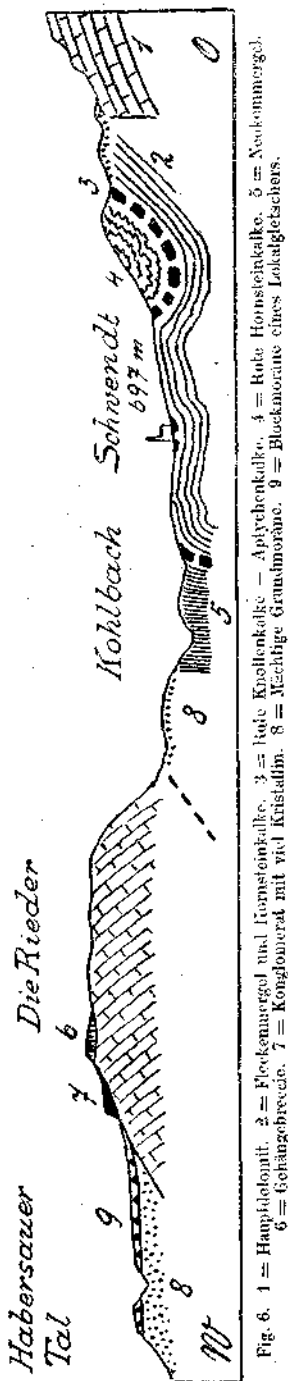


Fig. 6. 1 = Hauptdolomit, 2 = Fleckenmergel und Hornsteinkalke, 3 = Rote Kneifenkalke, 4 = Rote Hornsteinkalke, 5 = Neokommargel, 6 = Gehängbreccie, 7 = Konglomerat mit viel Kristallin, 8 = Mächtige Grundmoräne, 9 = Blockmoräne eines Lokaltalschers.

zu sehen ist, so kann man dasselbe doch mit großer Wahrscheinlichkeit auch für ihren übrigen Untergrund annehmen.

Es muß hier erwähnt werden, daß sich in der Talfurche, welcher die Straße von Reit im Winkl gegen Oberwössen folgt, an zwei Stellen noch Anhäufungen von großen Konglomeratblöcken befinden, die möglicherweise Reste einer weiteren Tertiärausbreitung vorstellen. Es sind feste Konglomerate mit zahlreichen runden, glatten Hornsteinen, die sehr an Gosaukonglomerate erinnern. Eine Eisverschleppung ist wohl ausgeschlossen.

Ein Streifen solcher Blöcke liegt gleich nordöstlich von der Endfeldmühle, ein viel größerer Rest von anscheinend horizontal geschichteten Blöcken befindet sich dann etwa 1.5 km weiter nördlich und bildet die Anhöhe gegenüber der Staffeggalpe.

Es hat also wahrscheinlich nach diesen Befunden auch am Ostende der geschlossenen Tertiärmulde die ursprüngliche Tertiärablagerung darüber hinausgegriffen.

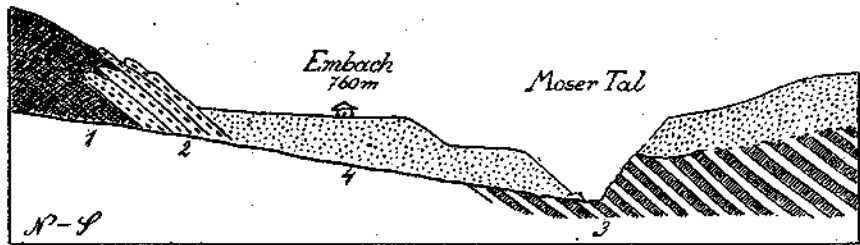


Fig. 7. 1 = Hauptdolomit. 2 = Basalbreccie des Tertiärs mit kleinen Nummuliten. 3 = Sandsteine mit verkohlten Blättern und Kohlenschälchen wechseln mit Konglomeratbänken, die massenhaft blanke Kiesel, viele Phyllitstückchen und dunkle Kalke der Untertrias führen 4 = Mächtige, stark bearbeitete Grundmoräne.

In dem Abschnitt östlich der Großbache zeigte die Tertiärmulde nicht nur am Süd- sondern auch am Nordrand und im Mittelteil recht gute Aufschließungen.

Über die Verhältnisse am Nordrand gibt Fig. 7 einen guten Einblick. Es ist dem oberen Teil des Mosertales (Lederergraben) entnommen, das etwas unterhalb von Kössen in die Großbache mündet.

In diesem Tal sind die Angerbergsschichten sehr schön abgeschlossen, vielfach auch mit ihren typischen Fetzen und Scherben von Pechkohlen und Pflanzenresten. Es sind aber auch an der Nordseite dieses Tales in der Nähe des Embacher Hofes die Basalbreccien sehr gut entwickelt, die zahlreiche kleine Nummuliten umschließen.

Diese Basalbreccie ist ihrerseits wieder mit jenem Streifen von Hauptdolomit und Wettersteinkalk verkittet, der die Fortsetzung des Unutz-Pendling-Gewölbes vorstellt.

Der mittlere Teil der Tertiärmulde ist in dem Gebiete zwischen Kössen und Reit im Winkl mit ganz gewaltigen Massen von stark bearbeiteten Grundmoränen überlagert.

Der Profilschnitt Fig. 8, welcher das Becken von Reit im Winkl quert, verzeichnet die hier sichtbaren Teile der bereits viel flacher gewordenen Tertiärmulde.

In diesem östlichsten Teil unserer Mulde fehlen bereits die typischen Angerberg-schichten und wir haben es nur noch mit ortsnahen lokalen Breccien und Konglomeraten zu tun.

Wenn wir noch einmal mit Hilfe von Taf. V den Bau unserer Tertiärmulde überblicken, so können wir sagen, daß dieselbe in dem hier betrachteten Abschnitt aus zwei verschieden gebauten Stücken besteht.

Das westliche Stück wurde offenbar unter dem Druck der vorrückenden Schubmasse des Kaisergebirges kräftig gegen N oder NW zu überkippt, während das anschließende östliche Stück seine ursprüngliche unverdrückte Muldenform behielt.

Den Inhalt unserer Mulde bilden zum größten Teil die Sandsteine, Mergel und Konglomerate der Angerberg-schichten, denen nach den Untersuchungen von M. Schlosser ein oberoligozänes Alter zukommt.

Unter dieser mächtigen Schichtengruppe lagern die basalen, rein lokalen Breccien und Konglomerate, denen wohl ein obereozänes Alter entsprechen dürfte.

Es fehlen also gegenüber der viel tieferen und schichtenreicheren Unterinntaler Tertiärbucht zunächst die kohlenführenden Häringer Schichten mit ihren schönen Bitumergeln und weiter die mächtige Gruppe der Zementmergel. Dadurch erscheint die Transgression der Angerberg-schichten im Kössener Becken noch wesentlich deutlicher ausgeprägt als in der Unterinntaler Bucht.

II. Vortertiäre Überschiebungen.

Wir haben schon bei der Beschreibung der Ränder der Tertiärmulde Gelegenheit gehabt, auf Spuren älterer Gebirgsbildung hinzuweisen.

Es sind aber durch die Neuaufnahmen noch einige sehr interessante Anzeichen von älteren Störungen aufgefunden worden, mit denen ich mich hier in Kürze zu beschäftigen habe.

Die Tertiärmulde stellt mit ihrer einfachen, klaren Gestalt ein vorzügliches Hilfsmittel dar, jene Störungen, die vor

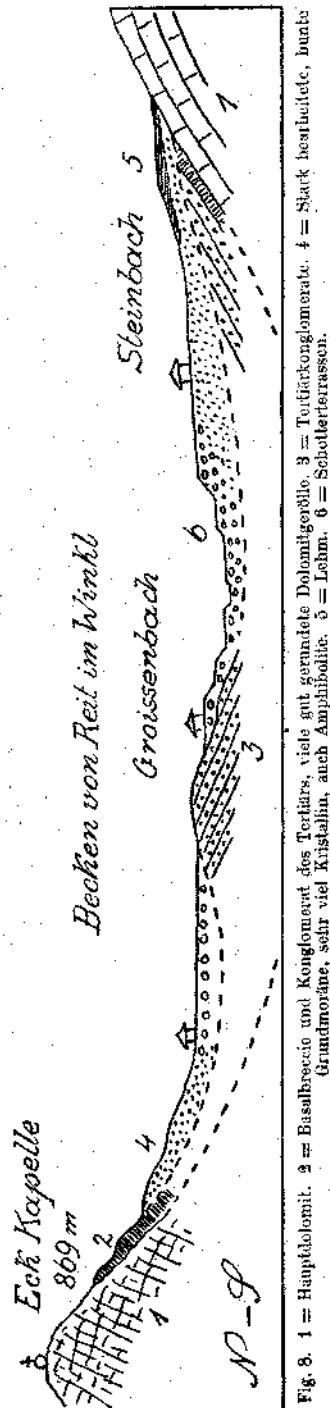


Fig. 8. 1 = Hauptdolomit, 2 = Basalbreccie und Konglomerat des Tertiärs, viele gut gerundete Dolomitgerölle, auch Amphibolite, sehr viel Kieselstein, 3 = Tertiärkonglomerate, 4 = Stark bearbeitete, barbs Grundmoräne, 5 = Schotterterrassen, 6 = Lehm.

und nach dieser Muldenbildung entstanden sind, voneinander zu trennen.

Wir haben schon erkannt, daß der Ablagerung der Tertiärschichten in unserem Gebiete eine oder mehrere Faltungen vorausgegangen waren.

Es sind aber auch noch Anzeichen vorhanden, die erkennen lassen, daß hier auch in vortertiärer Zeit bereits Überschiebungen zur Auslösung gelangten.

Allerdings sind die Reste dieser Überschiebungszeugen meist nur sehr bescheiden und offenbar schon von der vortertiären Erosion größtenteils aufgezehrt worden.

Eine wohl hiehergehörige Liasscholle haben wir bereits in der Gegend des Zementofens von Sebi erwähnt.

Sie liegt diskordant zu den enggefalteten Neokommern und wird von Gosauschichten umschlossen. Etwa 2-3 km nordwestlich von dieser Liasscholle habe ich vor einigen Jahren an der Straße von Niederndorf nach Erl anscheinend auf den Exogyren Sandsteinen des Zenomans eine Scholle von schneeweißem, zuckerigem Dolomit und weißem fein oolithischem Kalk entdeckt.

Es ist ziemlich wahrscheinlich, daß auch diese seltsamen Gesteine (Wetterstein K und D?) Reste einer alten Überschiebungsmasse vorstellen.

Südöstlich von Kössen befindet sich die malerische Schlucht des Lofer Baches, welche die beiden Becken von Kössen und Reit im Winkl verbindet.

Diese Schlucht ist auf eine Strecke von zirka 1 km in prachtvoll gefaltete und sehr fossilreiche Kössener Schichten eingeschnitten, eine Schichtengruppe, welche von dieser Stelle ihren Namen erhalten hat.

Die Schlucht bildet hier einen epigenetischen Einschnitt, während die alte, verschüttete Bachfurche etwas weiter nördlich liegt.

Die Kössener Schichten werden nun an der Nordseite unserer Schlucht noch größtenteils von den Tertiärschichten überlagert, deren mächtige, grobblockige Basalschichten prächtig freigelegt erscheinen.

An einigen Stellen haben sich nun zwischen den liegenden Kössener Schichten und den hangenden Tertiärschichten kleine Schichtenreste erhalten, die im folgenden näher besprochen werden sollen.

Zunächst gibt die Profilserie, Fig. 9, die geologischen Verhältnisse in jenem Teil der Lofer Bachschlucht, der in Kössener Schichten eingeschnitten ist.

Mit den Buchstaben a, b, d, e sind auf diesen Profilen die Schichtenreste verzeichnet, welche, meiner Ansicht nach, nicht in normaler, sondern in überschobener Lage sich auf den Kössener Schichten befinden und offenbar von den jüngeren Tertiärschichten überlagert und so bis auf den heutigen Tag erhalten worden sind.

Wenn wir die Schlucht von W nach O durchwandern, so treffen wir zuerst auf einen großen Block von dunkelrotem Liaskalk, welcher auf der Südseite der Straße in einiger Höhe zwischen Kössener Schichten und Tertiärschichten eingeschaltet liegt.

Eine kurze Strecke weiter bachaufwärts lagern unmittelbar neben der Straße zwei riesige Felsblöcke von sehr dickbankigem Kalk, der

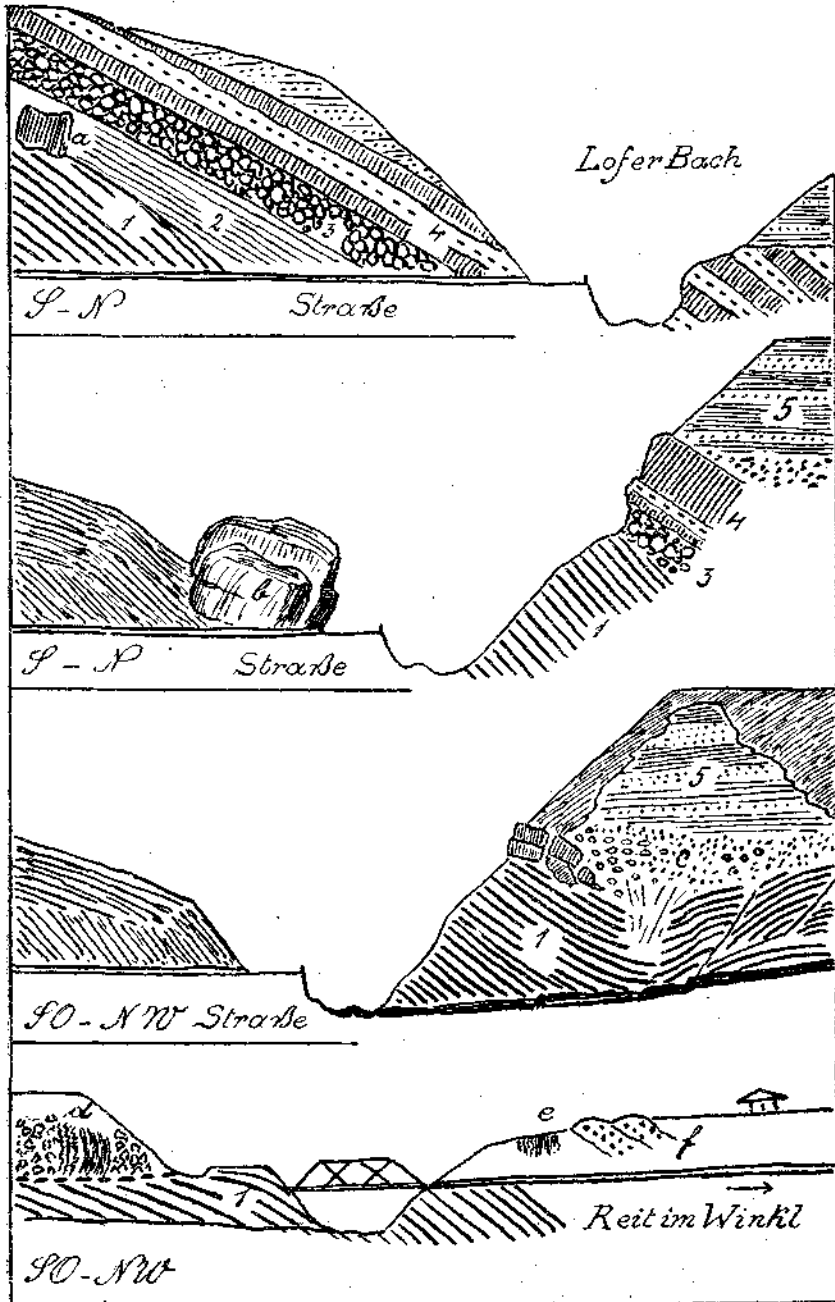


Fig. 9. 1 = Kössener Schichten. 2 = Weiche graue Mergel mit weißen Muschelschalen (Tertiär). 3 = Sehr grobes Basalkonglomerat (bis $1 m^2$ große Blöcke) (Tertiär). 4 = Kalkbreccien und Kalksandsteine (Tertiär). 5 = Wechsellagerung von Lehm, Sand und Schottern. a = Block von rotem Liasalk. b = Blöcke von grauem dickbankigen Kalk. c = Grundmoräne mit Trümmern des Untergrundes. d und e = Graue und rote zerquetschte Aptychenkalke mit Trümmern von Kössener Schichten. f = Tertiärkonglomerat? Gosaukonglomerat?

wahrscheinlich den oberrhätischen Kalken zugehört. In der Nähe sind keine so mächtigen Kalklagen vorhanden und eine Zulieferung durch Eis ist ebenfalls nicht wahrscheinlich.

Hat man dann das Ende der Schlucht erreicht, so trifft man gleich östlich von der Straßenbrücke einen ganz merkwürdigen kleinen Aufschluß.

Von der Brücke führt ein Feldweg am Südufer des Lofer Baches weiter und nach wenigen Schritten steht man vor der in Fig. 9 unten abgebildeten Stelle.

Unterhalb des Weges stehen feste, flach gegen N einfallende, knollige Plattenkalke der Kössener Schichten an. Diese lösen sich gegen oben teilweise in ein Trümmerwerk auf.

In und auf diesem Trümmerwerk erkennen wir nur eine kleine Scholle von arg zerknitterten und ausgewalzten Aptychenkalken, die steil aufgerichtet und etwas gebogen sind.

Es ist eine ausgesprochen tektonische Klippe, welche zufällig hier noch in einem kleinen Rest erhalten worden ist.

Wenn man die Umgebung dieser Stelle genauer absucht, so bemerkt man gleich nördlich der Straßenbrücke noch eine geringe Fortsetzung der Aptychenkalke.

Die Scholle hat sich also quer über den Lofer Bach erstreckt und ist von diesem entzweigeschnitten worden.

Dieses zweite kleine Vorkommen ist noch dadurch bemerkenswert, daß gleich daneben nordfallende Konglomeratbänke anstehen, die aus feinen, glatten, bunten Hornsteingeröllen bestehen.

Es ist nicht sicher, ob es sich hier um Konglomerate des Tertiärs oder der Gosau handelt.

Ich möchte diese Konglomerate eher für solche der Gosauschichten halten, da die Basalbreccien in der Lofer Schlucht ganz anders entwickelt sind.

Jedenfalls sind die roten und grünlichen, so heftig ausgewalzten Aptychenkalke, welche hier, am Ausgange der Lofer Klamm, auf zertrümmerten Kössener Schichten liegen, Anzeichen von stärkeren Verschiebungen, wie sie für die Basis oder die Stirnregion einer Überschiebung charakteristisch sind.

Eine wichtige Ergänzung zur Auffindung dieser Überschiebungszeugen in der Lofer Bachschlucht hat nun im vergangenen Herbst die geologische Aufnahme der Umgebung des Taubensees gebracht.

Der Taubensee liegt nördlich von Kössen auf dem Grenzkamm gegen Bayern und wird von dieser Grenze gerade in zwei Hälften zerteilt.

Der See liegt 1138 m hoch und hat wasserdichte Kössener Mergel als Untergrund. Die Profilerie, Fig. 10, zeigt die wichtigsten geologischen Verhältnisse in der Umgebung dieses Sees.

Die Profile sind so angeordnet, daß sie von oben nach unten, von W gegen O zu fortschreiten. Wir haben hier als Fundament dieses Grenzkammes einen mächtigen, steilstehenden Zug von Hauptdolomit, der im N von Kössener Schichten, oberrhätischen Kalken, Lias, Jura begleitet wird.

Auf den Kössener Schichten dieses Grenzkammes liegt der Taubensee.

Auf der Südseite dieses Grenzkammes, den die Großache nördlich von Kössen in der wilden Entenlochklamm durchbricht, gewinnen mannigfaltige Ablagerungen der Gosauschichten eine große Ausdehnung.

Die Neuaufnahme hat nun aber ergeben, daß zwischen dem basalen, steilstehenden Hauptdolomit dieses Grenzkammes und den hangenden

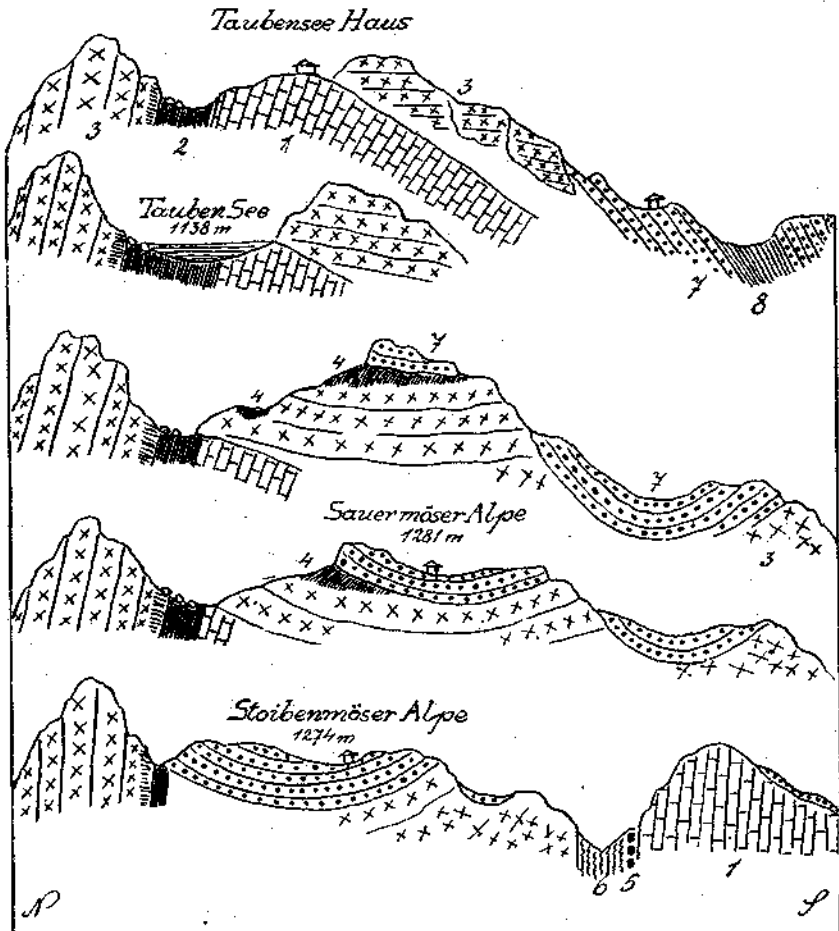


Fig. 10. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrhätische Kalker. 4 = Liaskrinoidenkalker. 5 = Bunte Liaskalker. 6 = Aptychenkalker und Neokommgergel. 7 = Gosaubreccien, die massenhaft Stücke von 4 enthalten. 8 = Gosaaumergel, Zementmergel, Inoceramenmergel.

Gosauschichten noch mehrere große Schollen von Oberrhätkalken und Liaskalken lagern.

Diese Schollen sind einerseits auf mäßig steiler Schubfläche über den Hauptdolomit vorgeschoben und werden andererseits von den Breccien, Sandsteinen und Konglomeraten der Gosauschichten überlagert.

Wir haben also hier Reste einer offenbar bereits in der Erosion zerstückelten Schubmasse vor uns, die später von Gosauschichten eingehüllt und mit ihrem Grundgebirge verkittet wurden.

Die soeben erwähnten Schubshollen aus Oberrhät- und Liaskalken der Taubenseegegend sind etwas weniger als 4 km von den alten Schubzeugen in der Klamm des Lofer Baches entfernt. Zwischen ihnen liegt die ganze Breite der Kössener Tertiärmulde.

Es ist natürlich unmöglich, den einstigen Zusammenhang aller dieser vortertiären und sogar vorgosaischen Überschiebungszeugen hier streng zu beweisen.

Es bleibt aber gewiß recht wahrscheinlich, einen solchen Zusammenhang anzunehmen.

Wenn es sich wirklich um eine zusammenhängende vorgosaische Schubmasse handelt, so muß dieselbe von der Erosion schon vor Ablagerung der Gosauschichten sehr tief abgetragen worden sein.

III. Jüngere Ablagerungen.

Das Kössener Becken und seine Umrandung sind sehr reich an nachtertiären Ablagerungen, die im folgenden kurz und übersichtlich besprochen werden sollen.

In neuerer Zeit haben sich mit diesen Ablagerungen Klebelsberg und Levi (Leyden) eingehender beschäftigt.

Klebelsberg hat in seinen „Glazialgeologischen Notizen vom bayrischen Alpenrande“ in der Zeitschrift für Gletscherkunde 1913, Bd. 8, über das Becken von Reit im Winkl und sein glaziales Einzugs- und Abflußgebiet berichtet.

Levi kommt auf das hier betrachtete Gebiet mehrfach in seinen Arbeiten in den „Ostalpinen Formenstudien“ zu sprechen. Diese Arbeiten führen die Titel: „Quartäre Formenentwicklung der Schlierseer Berge und ihrer Nachbarschaft“, Berlin 1922, und „Quartärstudien in den Chiemgauer Bergen“, Berlin 1922.

Ich führe zunächst meist mit Profilen meine Beobachtungen an, soweit dieselben, wie ich glaube, neues Material betreffen.

Die ältesten quartären Ablagerungen unseres Gebietes sind wahrscheinlich die hochgelegenen Konglomerate oberhalb von Durchholzen.

Sie haben bereits in den „Alpen im Eiszeitalter“ durch Penck eine zutreffende Darstellung erhalten.

Ich habe mich auch schon mehrfach damit beschäftigt. In dieser Arbeit sind diese hochgelegenen festen Konglomerate auf Prof. II, Taf. V, und in Fig. 5 abgebildet.

Durch die Neuaufnahme hat sich herausgestellt, daß die Verbreitung dieser Konglomerate eine größere ist, als früher bekannt war. So haben auch noch am Nordabfall des Kaisergebirges westlich von Durchholzen diese Konglomerate eine ziemliche Ausdehnung inne. Es konnten aber auch noch an der Ostseite des Habersauer Tales am Steilrand der Hochfläche der „Rieder“ mehrere Reste davon entdeckt werden.

Ihre Lage ist auf den beiden Profilen Fig. 6 und Fig. 11 eingetragen. Sie befinden sich hier in Höhenlagen zwischen 880 m und etwas über 900 m.

Merkwürdig ist, daß sowohl bei Durchholzen als auch hier am Riederplateau oberhalb dieser typischen Flußkonglomerate sich rein lokale Gehängebreccien einstellen.

Die alten Innkonglomerate haben also noch heute am Nordabfall des Kaisergebirges ein Verbreitungsgebiet von zirka 9 km Länge inne.

Ob dieselben ihre hohe Lage über den Terrassen von Durchholzen-Walchsee lediglich durch ein starkes Einschneiden des Inn und seiner Zuflüsse oder durch Heraushebung des Kaisergebirges erhalten haben, ist nicht so leicht zu entscheiden.

Die Gehängebreccien, welche besonders an den Abhängen des Kaisergebirges ziemlich reichlich erhalten sind und hier eine sehr mächtige Gehängeverschüttung beweisen, kann man wohl in Analogie mit den gleichartigen Ablagerungen im mittleren und oberen Inntal als interglaziale Gebilde bezeichnen.

Zwischen einer liegenden und einer hangenden Grundmoräne sind auch hier ziemlich ausgedehnte Ablagerungen von Bändertonen, Mehlsanden und Schottern eingeschaltet.

Sie treten einerseits als Teil der Inntalterrassen zu beiden Seiten des Achentalerbaches zwischen Sebi und dem Walchsee auf, andererseits haben sich weiter östlich zu beiden Seiten der Loferbachschlucht ebenfalls noch dazugehörige Ablagerungen aufzufinden lassen.

Die Prof. I, II und III von Taf. V zeigen die räumliche Einschaltung dieser Inntalterrassen, welche in ihrem Liegenden mehrfach Reste von Grundmoräne aufweisen und im Hangenden weithin von einer typischen Grundmoränendecke des Inntalglatschers überzogen sind.

Diese Innaufschüttung läßt sich ungefähr bis in die Gegend

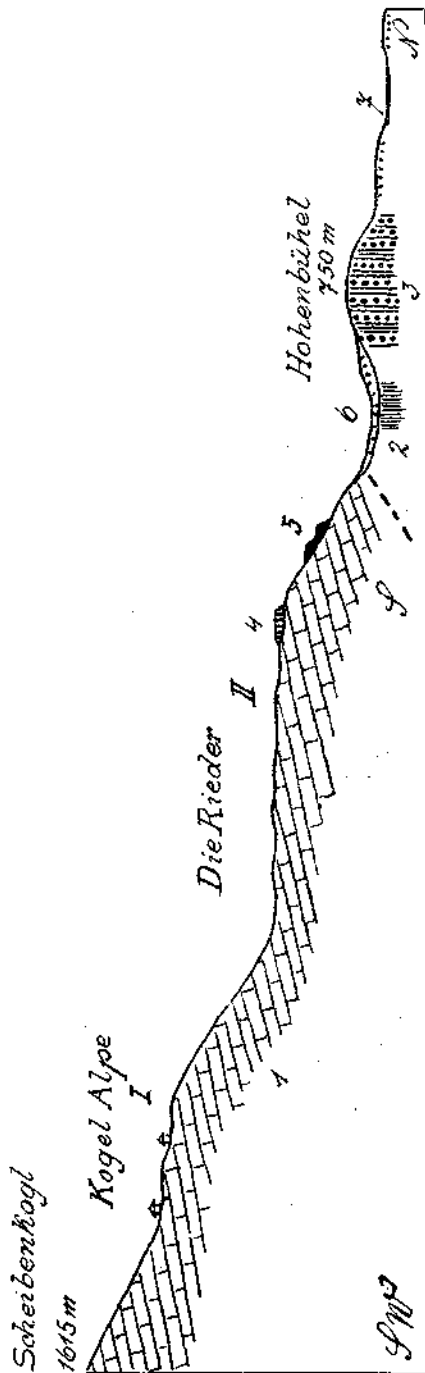


Fig. 11. 1 = Hauptdolomit mit Plattenkalk; 2 = Rote Sequenzmergel (Gössenschiefer); 3 = Rote Sequenzmergel (Gössenschiefer); 4 = Rest von Gehängebreccie, kalkalpinen Schotter und Hangschutt; 5 = Konglomerat, reich an kristallinen Geröll; 6 = Grundmoräne; 7 = Torfmoor; 8 = Verhangungsfläche in zirka 1000 m Höhe. II = Verhangungsfläche in zirka 1350 m Höhe.

des Walchsees verfolgen und sie umspannt dabei den Miesberg von allen Seiten.

Das Verhältnis dieser Terrassen zu der tief herabreichenden Blockendmoräne eines Pyramidenspitzen-gletschers bei Durchholzen ist in Fig. 4 wiedergegeben.

Östlich vom Walchsee, dessen flache Wanne wohl vom Inntal-gletscher ausgeschliffen und mit einer Grundmoränenhaut abgedichtet worden ist, ändern sich die Verhältnisse wesentlich.

Die Terrassen, welche den Abfluß des Walchsees begleiten und weiterhin dann das Becken von Kössen so schön umsäumen, sind sowohl von jüngerem Alter als auch von ganz anderer Entstehung.

Dies prägt sich zunächst in ihrer Zusammensetzung selbst nicht deutlich aus. Sie sind vielleicht ärmer an kristallinen Geröllen aber dieser Unterschied hätte wenig zu bedeuten.

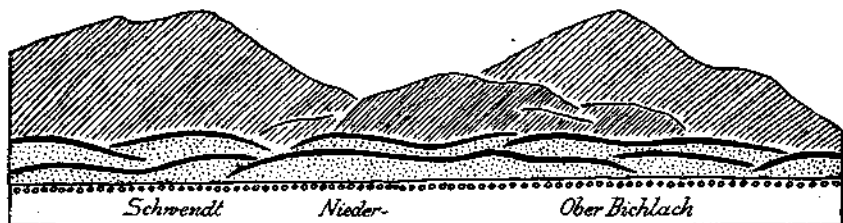


Fig. 12. Schraffiert = Grundgebirge. Punktiert = Grundmoränen. Geringelt = Schotterterrassen. Die dicken Striche zeigen die prächtig vom Eise abgerundeten Formen der Grundmoränen östlich vom Walchsee im Kössener Becken an.

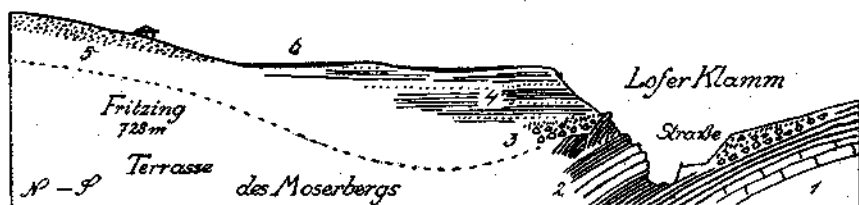


Fig. 13. 1 = Plattenkalk. 2 = Kössener Schichten. 3 = Grundmoräne mit vielen Trümmern des Untergrundes. 4 = Lehm, Sand und Schotter mehrfach wechselnd. 5 = Hangende mächtige, stark bearbeitete Grundmoräne. 6 = Torfmoor.

Entscheidend ist jedoch, daß sie nicht mehr von einer Grundmoränendecke überlagert werden.

Die Grundmoränen des Inntalgletschers bilden östlich des Walchsees, wie Fig. 12 veranschaulichen soll, mächtige, prächtig gerundete Anhöhen, die von den soeben erwähnten Schotterterrassen umflossen und eingesäumt werden.

Wir werden uns später noch genauer mit diesen Erscheinungen zu befassen haben.

Es ist also sicher, daß wir in diesen Terrassen des Kössener Beckens keine Fortsetzungen der Inntalterrassen, sondern lokale und jüngere Gebilde zu erblicken haben.

Anders liegen jedoch die Verhältnisse zu beiden Seiten der schon mehrfach erwähnten Schlucht des Loferbaches.

Fig. 9 enthält darüber bereits eine Reihe von Angaben und Fig. 13 gibt einen Schnitt quer über diese Schlucht.

Dieser Schnitt zeigt zunächst, daß die heutige Loferkklamm ein jüngerer Taleinschnitt ist, während der breitere ältere etwas nördlicher gelegen ist.

Dieser ältere Einschnitt ist nun durch Lehm, Sand und Schotterablagerungen verschüttet, welche sowohl von Moräne unter- als auch überlagert werden.

Wir erkennen in diesen Ablagerungen Reste einer Aufschüttung, welche wahrscheinlich zusammenlaufend von der Großache und vom Inn gebildet wurden, das heißt mit anderen Worten, es sind dies Reste einer mächtigen Flußaufschüttung, an der hier im Osten hauptsächlich die Großache, weiter im Westen aber hauptsächlich der Inn mitgearbeitet hat.

Wir haben nach dieser Auffassung die Terrassensedimente westlich des Walchsees mit denen der Loferkklamm gleichzustellen. An den schönen

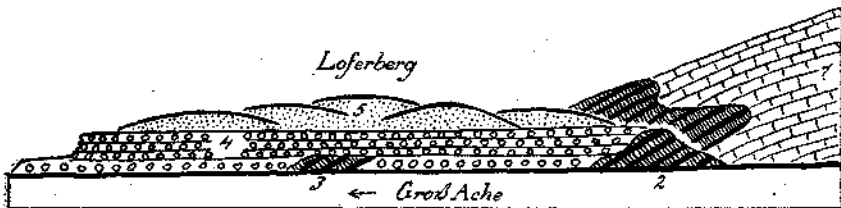


Fig. 14. 1 = Hauptdolomit und Plattenkalk. 2 = Tertiärkonglomerat, an der Ache mit kopfgroßen Geröllen von Hauptdolomit und Plattenkalk. 3 = Tertiärmergel und Sandsteine. 4 = Konglomerierte Terrassenschotter. 5 = Stark bearbeitete Grundmoräne, welche auf 4 liegt und schöne, vom Eis gerundete Formen zeigt.

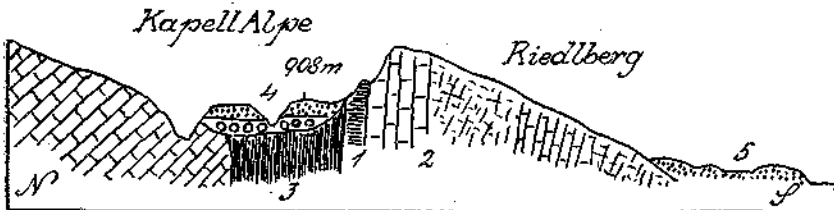


Fig. 15. 1 = Wettersteinkalk. 2 = Hauptdolomit. 3 = Weiche graue Mergel mit großen dünn-schaligen Inoceramen. 4 = Schotter-, Sand-, Lehmlagen zwischen 740 und 860 m, darüber stark bearbeitete Grundmoräne mit zahlreichen großen kristallinen Blöcken. 5 = Grundmoräne, stark bearbeitet.

Aufschlüssen der Loferkklamm ist besonders die Beschaffenheit der Liegendmoräne bemerkenswert. Während die Hangendmoräne eine ausgezeichnet gleichmäßig und stark durchgearbeitete Grundmoräne vorstellt, ist die Liegendmoräne sehr stark mit Blockwerk und Trümmerwerk des lokalen Untergrundes vermischt. Hauptsächlich handelt es sich dabei um Stücke von Kössener Schichten und Blöcke von der Basalbreccie des Tertiärs.

Die Liegendmoräne ist hier am besten auf der Nordseite der Loferkklamm aufgeschlossen. Die Lehme, Sande und Schotter nehmen aber auch südlich dieser Klamm noch einigen Raum ein.

Sie lagern hier in dem Dreieck zwischen Loferbach, Großache und Loferberg meist auf Tertiär und werden von mächtigen Grundmoränen überlagert, welche, wie Fig. 14 ergibt, wieder schön eingerundete Formen bilden. Außer diesen Stellen zu beiden Seiten des Loferbaches, von denen sich das nördlichere Vorkommen noch bis ins Becken von Reit im Winkl hineinzieht, ist mir noch ein Aufschluß bekanntgeworden.

wo ebenfalls bunte und an Kristallin reiche Schotter von typischer Grundmoräne überlagert werden.

Fig. 15 bringt eine Abbildung dieses ziemlich versteckten Aufschlusses, der sich westlich von Kössen unterhalb der Kapellalpe befindet.

Die bunten, stark gerollten Schotter, die mit Sand und Lehmlagen verbunden sind, lagern hier zwischen 740—860 m. Das ist eine wesentlich höhere Lage als jene der früher besprochenen Schotter zu beiden Seiten des Loferbaches, die etwa zwischen 610 und 700 m eingeschaltet sind.

Der Höhe nach würden die Schotter unter der Kapellalpe mit den hohen Konglomeraten von Durchholzen besser zusammenpassen.

Sie zeigen indessen keine nennenswerte Verfestigung.

Die darauf lagernde Grundmoräne ist von ganz typischer Ausbildung mit einem reichen Bestand prachtvoller, großer kristalliner Blöcke aus einem weiten Einzugsgebiete. Bezüglich der Deutung dieses ganz isolierten hohen Schottervorkommens ist man auf Vermutungen angewiesen.

Es kann ein lokal gehobener Rest der Inntalterrassen sein, es ist aber auch möglich, daß es einen unverfestigt gebliebenen Teil der alten höheren Schotterdecke vorstellt. Vor einigen Jahren habe ich an der Südseite des Kaisergebirges unterhalb der Reg- und Kaisermannalpe zwischen 1160—1200 m ein Vorkommen von buntem, kristallinem Gerölle angetroffen, das sich im Streichen zirka 1 km weit verfolgen läßt. Es liegt unmittelbar auf Buntsandstein und wird von lokaler kalkalpiner Moräne überlagert.

An der Ostseite des Hintersteiner Sees reichen die bunten Schotter ebenfalls ungefähr in dieselbe Höhe wie bei der Kapellalpe empor und werden ebenfalls von typischer stark bearbeiteter Grundmoräne des Inntalgletschers eingedeckt. Die bunten Schotter der Gegend von Waidring reichen sogar noch höher empor.

Man hat also die Wahl, ältere höhere Flußverschüttungen anzunehmen oder spätere tektonische Verbiegungen des Reliefs zur Erklärung heranzuziehen.

Ich habe nicht die Absicht, hier näher auf diese interessanten Fragen einzugehen, da sich aus dem Material, welches das Kössener Becken geliefert hat, darüber kaum etwas Entscheidendes aussagen läßt.

Eine sehr wichtige Rolle spielen dagegen im Kössener Becken die riesigen Massen von Grundmoränen, welche bei der letzten Großvergletscherung hier aufgestapelt wurden. Diese Grundmoränenmassen treten uns heute in drei verschiedenen Formen entgegen. Entweder sind sie als flache dünne Decke über die Terrassenschotter ausgebreitet oder sie bilden schön geformte, selbständige, fein abgerundete Anhöhen oder sie sind endlich in die Seitentäler in großen Massen hineingestaut.

Wir beginnen mit der Schilderung mit dem oben genannten dritten Fall und wählen als ein selten schönes Beispiel das Niederhauser Tal, das, wie schon erwähnt, zwischen dem Schnappenberg- und Unterberghorn tief eingesenkt liegt.

Fig. 16 entwirft einen ostwestlichen Querschnitt durch dieses Tal, das ganz in Hauptdolomit eingeschnitten ist.

Der Scheidekamm, welcher unser Tal im Süden abschließt, sinkt vom Schnappenberghorn, 1534 *m*, auf die Kotenreihe 1456 *m*, 1374 *m*, 1314 *m* herab, um von da steiler zum Unterberghorn, 1774 *m*, anzusteigen.

Da die Eisstandhöhe für dieses Gebiet zur Zeit des Hochstandes der Würmeiszeit zwischen 1500—1600 *m* betrug, so ist klar, daß unser gegen Norden geöffnetes Tal vor allem in der Höhenlage von zirka 700 bis 1300 *m*, also durch volle 700 *m* Eisstromwachstum von dieser Seite mit Eis und Grundmoräne angestaut werden konnte, während erst für den Hochstand auch ein Überfließen von Süden her in Betracht kam.

Letzteres muß aber doch bis zu einem gewissen Grade noch wirksam geworden sein, da sich im Hintergrund des Niederhauser Tales mehrfach Blöcke einer Raibler Fazies finden, die erst weiter südlich anstehend vorkommt.

In dieses reine Hauptdolomittal wurde nun allmählich eine riesige Masse von stark bearbeitetem Grundmoränenmaterial hereingestaut. Offenbar vermochte der Gletscher zwar wohl Grundmoräne hereinzuschleppen, aber nicht mehr diesselbe hinauszuschieben. Innerhalb des

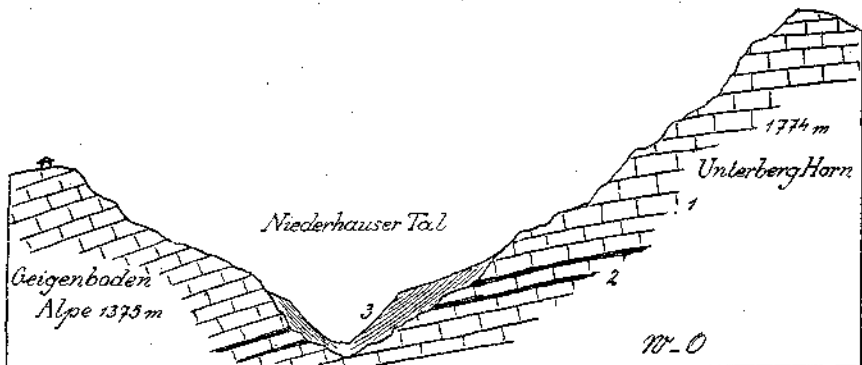


Fig. 16. 1 = Hauptdolomit. 2 = Bituminöse Einschaltungen. 3 = Mächtige, stark bearbeitete, feinkörnige Grundmoräne. Schräge Einpressungsschichtung. Riesige, noch jetzt bis 200 *m* hohe Aufschlüsse in schönen Zeltformen.

Niederhauser Tales scheint keine nennenswerte Verschiebung der Grundmoräne mehr eingetreten zu sein.

Wenigstens lagern die Moränen hier nicht auf abgeschliffenen, sondern auf rauhen und zackigen Felsen.

Die Grundmoräne selbst ist ungemein gleichmäßig und stark bearbeitet. Sie zeigt ein ziemlich feinkörniges Material und besteht der Hauptmasse nach aus Hauptdolomit.

Innerhalb der anstehenden Moränenaufschlüsse finden sich nur selten größere Geschiebe.

Dagegen liegen im Bachbett Tausende von großen erratischen Blöcken. Meist sind es Blöcke von Zentralgneis, Granit, Augengneis, Grünschiefer, Tertiärkonglomerat, Buntsandstein, rote Liaskalke

Auffallend ist das Fehlen der Amphibolite.

Einzelne Gneisblöcke sind über 2—3 *m*² groß. Die Blöcke stammen offenbar von der Oberfläche des Eises und sind nach dem Rückzug desselben von den steilen Seitenhängen in das Bachbett herabgestürzt

und haben sich hier zu einem beinahe zusammenhängenden, gigantischen Pflaster vereinigt.

Die Grundmoräne muß in gewaltiger Masse einst das Niederhauser Tal hoch hinauf erfüllt haben. Noch heute sind Aufschlüsse da, welche eine Höhe von zirka 200 m erreichen. Charakteristisch ist endlich an diesen großen Moränenmassen eine feine, mit den Berghängen parallele Schichtung, die wahrscheinlich durch die lagenweise Einpressung entstanden ist. Diese Schichtung ist auch in Fig. 16 schematisch angedeutet worden.

Sie ist nach meinen Erfahrungen für alle größeren Moränenmassen charakteristisch, die offenbar durch langsames Einpressen in Hohlräume angesammelt wurden, wo sie dann der weiteren Eisbewegung entzogen waren. Wir haben also im Niederhauser Tal einen typischen „Grundmoränenspeicher“ vor uns, der heute allerdings zum größten Teil bereits wieder entleert ist.

Diese Entleerung kann sich natürlich erst nach dem Rückzug der Würmvereisung vollzogen haben.

Ihr Produkt ist ein gewaltiger Schuttkegel, der sich vom Ausgang des Niederhauser Tales ins Becken von Kössen hinaus erstreckt und dort einen großen Teil der schon früher erwähnten Terrassen zusammensetzt.

Diese Terrassen aber sind dadurch geformt worden, daß die Großache den vorderen Teil dieses Schuttkegels entfernt und so einen Steilabschluß desselben geschaffen hat.

Diese hier im Niederhauser Tal so klar vorgetragene Entstehung der jungen Terrassen bietet auch für die anschließenden übrigen gleichaltrigen Terrassen dieses und wohl auch noch manches anderen Gebietes die richtige Erklärung.

Die Ansicht, daß die Terrassen im Becken von Kössen und Reit im Winkl im wesentlichen nur die Zuschneidungen von großen, flachen Schuttkegeln sind, hat auch Klebelsberg in der schon erwähnten Arbeit vom Jahre 1914 ausgesprochen. Das Entscheidende sind für diesen Vorgang die Aufspeicherungen großer Massen von Grundmoränen in den steilen, seitlichen Felschluchten, aus welchen dieselben dann nach dem Rückzug des Talgletschers von den Wildbächen in verhältnismäßig ganz kurzer Zeit ins Vorland hinausgeschwemmt werden.

Dadurch entstehen übertrieben große Schuttkegel, deren Ränder dann von den größeren Flüssen nach Erschöpfung der Hauptzufuhren wieder zurückgedrängt und so mit steilen Stirnrändern versehen werden.

Es werden also nach dem Abschmelzen der großen Talgletscher die riesigen Massen von Grundmoränen, die in die Seitenschluchten hineingestopft und dort liegen gelassen wurden, zu einer anfangs außerordentlich ergiebigen Quelle mächtiger Schuttkegelbildungen.

Diese Umformung der „Grundmoränen-Speicherung“ in Schuttkegel geht bei dem leicht beweglichen Material, das meistens ungemein hemmend in den Verlauf der Schluchten eingestopft wurde, anfangs sehr rasch vor sich. Dem entspricht ein ungemein rasches Wachstum der Schuttkegel.

Ist dann einmal die Hauptmasse der Moränen entfernt und beginnen die Bäche wieder den eigentlichen Felsboden zu bearbeiten, so sinkt

ihre Förderung ganz gewaltig. Die Schuttkegel erhalten nicht mehr genügenden Nachschub, sie können nicht mehr entsprechend weiterwachsen und werden nun wieder kleiner zugeschnitten.

Sie sind gleichsam nur durch Verschwendung so ungebührlich groß geworden und müssen sich später wieder auf ihr normales, viel kleineres Einkommen beschränken. Wir erkennen also in diesen Schuttkegeln und Terrassen im wesentlichen eine verschwenderisch gesteigerte Umformung der Grundmoränenerbschaft der Würmvergletscherung.

Die Gegend von Kössen und Reit im Winkl bietet dafür hervorragend deutliche Beispiele. Wir finden aber durch die ganzen Alpen, so weit sie überhaupt vergletschert waren, dieselbe Erscheinung der postglazialen hypertrophen Schuttkegelbauten, die dann später wieder einschrumpfen und zerstört werden.

Während wir aber im Niederhauser Tal eine mächtige und anscheinend einheitliche Einschaltung von Grundmoränen kennengelernt haben, finden sich in unserem Gebiete auch Seitentäler mit einer komplizierten gebauten Verstopfung.

Ich verweise zunächst auf das Habersauer Tal, dessen Schutthinhalte ich in der Zeitschrift „Die Eiszeit“, Band II, 1926, genauer beschrieben habe. Die Verbauung dieses Tales besteht ebenfalls in der Hauptsache aus Grundmoräne des Inntalgletschers. Unter dieser befindet sich aber ein ausgedehntes Lehmlager und über derselben breitet sich noch das Blockfeld eines Lokalgletschers des Kaisergebirges aus. In Figur 8 ist der obere Teil dieser Verbauung noch am linken Profilende abgebildet.

Das Bänder-tonlager im Liegenden der großen Grundmoränenmasse beweist, daß zur Zeit der beginnenden Einfüllung der Grundmoräne hier ein Stausee bestand, der allmählich durch das Eis verdrängt wurde.

Es ist dies insofern interessant, als daraus hervorgeht, daß der Ferngletscher hier an der Nordseite des Kaisergebirges noch in ein eisfreies Tal eingedrungen ist. Eine ähnliche Erscheinung können wir auch östlich von Reit im Winkl beobachten.

Das Tal des Schwarzloferbaches enthält in der Strecke zwischen dem Becken von Reit im Winkl und Seegatterl eine mächtige Einstopfung von Grundmoränen. Auch hier finden wir im Liegenden dieser Grundmoränen eine ausgedehnte Ablagerung von feingeschlammten, oft hellrötlich gefärbten Bänder-tonen.

Im Süden des Beckens von Reit im Winkl öffnen sich die zwei benachbarten engen Talschluchten des Groß- und Kleinsteinbaches. Sie sind in Hauptdolomit eingeschnitten.

Beide Talfurchen sind mit Moränen verbaut, über deren Anordnung der Profilschnitt, Fig. 17, unterrichten soll.

Im Einschnitt des Großsteinbaches treffen wir eine deutliche Trennung der Ablagerungen in eine liegende, sehr stark bearbeitete, feste, lehmreiche Grundmoräne, die sicher die Hinterlassenschaft eines Ferngletschers vorstellt.

Auf dieser liegt dann eine viel gröbere und schlechter bearbeitete Grundmoräne, die von einem Lokalgletscher abstammen kann. Nun hat bereits Klebelsberg in seiner Arbeit von 1914 darauf hingewiesen,

daß die Lokalvergletscherung auf der Nordseite des Fellhorns bis unter 960 m herabreichte. Ich glaube, daß man nach den Befunden im Graben des Großsteinbaches diese Grenze noch tiefer, etwa bis 800 m herabziehen muß.

Damit erreicht das Ende dieses Fellhorngletschers ungefähr die Südgrenze des Beckens von Reit im Winkl.

Das würde sehr gut zu den Angaben von der Nordseite des Kaisergebirges stimmen, wo die Lokalgletscher gleichzeitig bis auf die Terrassen von Durchholzen herabgestiegen waren.

Es ist schon hervorgehoben worden, daß sich zwischen Kössen und Reit im Winkl am sogenannten „Moserberg“ eine gewaltige Anhäufung von stark bearbeiteten Grundmoränen über einem Tertiärsockel befindet.

In diese Ablagerungen eröffnet der Einschnitt des Mosertales (Lederergraben) einen tiefen Einblick.

Insbesondere sind im oberen Teil dieses Grabens die Grundmoränen geradezu prachtvoll aufgeschlossen.

Hier zeigt sich nun, wie Fig. 18 vorführen soll, eine Zweiteilung der Grundmoränen.

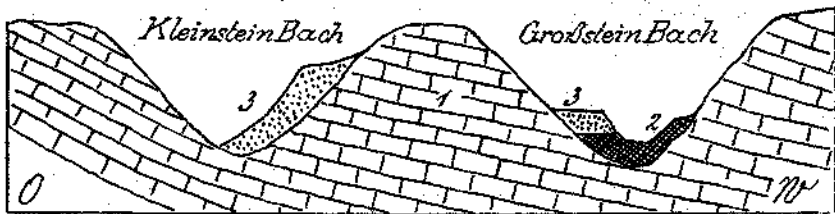


Fig. 17. 1 = Hauptdolomit 2 = Feste, schlammreiche, stark bearbeitete Grundmoräne, viel Lehm, auch kristalline Gesteine. 3 = lichtere, gröbere, ungleich bearbeitete, oft blockige Grundmoräne.

Es ist ein unterer, betonartiger, fester, bestens bearbeiteter Teil der Moräne von einem oberen, lichterem und mehr weißlichgrauen Teil durch eine Lage gröberer, geschichteter Schotter und eine Lehmfuge getrennt.

Beide Grundmoränen sind Ablagerungen von Ferngletschern und sehen nur wie etwas verschiedene Fazies aus.

Es ist aber ganz wohl möglich, daß die untere Grundmoräne einer älteren Vergletscherung angehört und nur die obere jener der Würmeiszeit.

Es ist aber nur bei besonders guten und tiefen Aufschlüssen möglich, eine solche Trennung zu erkennen.

Wir haben uns nun noch mit der zweiten Form der Grundmoränenablagerungen, den feinen, schön abgerundeten Anhöhen zu beschäftigen, welche einen besonderen Schmuck des Kössener Beckens ausmachen.

Die Figuren 12 und 14 geben ein schematisches Bild ihres Auftretens.

Diese meist elliptischen Hügel und Anhöhen beginnen hier bei Durchholzen und enden zwischen Kössen und Reit im Winkl.

Soweit man erkennen kann, haben wohl die meisten Sockel und Kerne von Tertiär, auf denen dann Grundmoräne lagert.

Ihr Auftreten ist gesellig und sie drängen sich wie die Rücken einer Schafherde zusammen. Für ihre Erklärung kommen vor allem zwei Möglichkeiten in Betracht.

Es kann sich hier entweder um Formen handeln, die unter dem Druck des darüber weggleitenden Eises gebildet wurden, oder aber um Moränenwälle am Ende eines Gletschers.

Beide Möglichkeiten haben in der Literatur schon ihre Vertreter gefunden.

Penck hat diese Formen als „Drumlins“ und (Levi) Leyden hinwieder als „Endmoränenwälle“ beschrieben.

Leyden hat sich in seiner schon erwähnten Arbeit „Quartäre Formenentwicklung der Schlierseer Berge und ihrer Nachbarschaft“ eingehender mit diesen Formen beschäftigt und glaubt in ihnen eine große Stillstandslage des schwindenden Inntalgletschers zu erkennen, welche er nach der Gegend ihrer schönsten Entfaltung als das „Walchseestadium“ des Inntalgletschers bezeichnet, das jünger als die Jungendmoränen, aber älter als das Bühlstadium sein soll.

Nach vielfacher Überwanderung und Betrachtung dieser Formen muß ich mich zu der älteren Deutung von Penck bekennen.

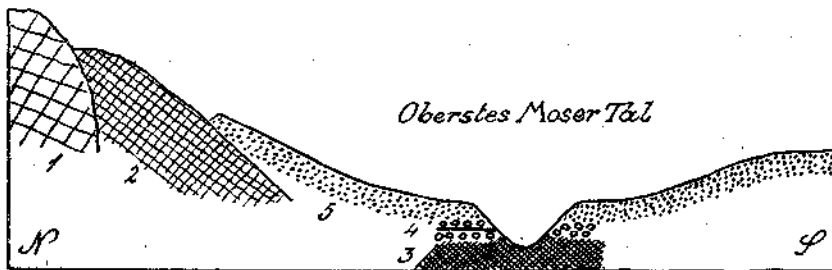


Fig. 18. 1 = Wettersteinkalk. 2 = Hauptdolomit. 3 = Festzementierte, bunte, stark bearbeitete Grundmoräne. 4 = größerer geschichteter Schotter mit einer schmalen dunklen Lehmlage. Im Schotter auch gekritzte Gesechiebe. 5 = Mächtige, weißlichgraue, stark bearbeitete Grundmoräne. Mehr kalkalpines Material.

Sie haben tatsächlich so reine und in der Bewegungsrichtung des Eises so sanft ausgezogene Formen, wie die Aufschüttungen am Ende eines rückweichenden Gletschers wohl kaum bilden können.

Die Schotterterrassen, welche sie teilweise umfassen, haben gar keine engere Beziehung zu denselben.

Sie entstammen den großen seitlichen Moränenspeichern und umfließen sie als von ihnen ganz unabhängig aufgeschüttete jüngere Schuttkegel.

Es ist ausgeschlossen, etwa diese Schuttkegel den sogenannten Endmoränenwällen als zugehörige Schotterfelder anzugliedern.

Man hat überhaupt den Eindruck, daß es sich bei diesen Formen mehr um Ausschleifungen und Ausräumungen als um reine Aufschüttungen handelt.

Die meisten dieser Anhöhen dürften einen Kern von Tertiärschichten umschließen.

Bei vielen hat sich dies bei der Neuaufnahme unmittelbar feststellen lassen.

Wahrscheinlich ist auch die breite, mit einem Wechsel von weichen Mergeln und Sandsteinen mit härteren Konglomeraten erfüllte Tertiärmulde die Ursache für eine so ausgezeichnete Entwicklung dieser Eiserosionsformen gewesen.

Dieser Untergrund bot eben den gewaltigen darüber hingleitenden Eismassen einen entsprechend leicht modellierbaren Boden.

Die Grundmoränen stellen also wahrscheinlich nur einen sehr ungleich mächtigen Überzug dieser Felssformen dar.

Was endlich die dritte Form des Auftretens der Grundmoränen betrifft, so ist dies die flache Ausbreitung als Hangenddecke über den Terrassenschottern.

Sie tritt uns auf den Terrassen westlich von Durchholzen entgegen.

Ganz in derselben Art und Weise sind ja auch die Terrassen des mittleren und oberen Inntales mit einer Hangenddecke von Grundmoräne überzogen, die durchschnittlich eine Mächtigkeit von etwa 10 m nicht überschreitet.

Nun bleibt mir noch übrig, einige Bemerkungen über die lokale Vergletscherung anzufügen, welche sich in unserem Gebiete nach dem Abschmelzen der Ferngletscher entwickelt hat. Die Hochstände der Würmvergletscherung dürften im Gebiete des Kössener Beckens etwa zwischen 1400 und 1600 m betragen haben.

Einen guten Überblick gewährt hier die Darstellung der Eisoberfläche des Hochstandes der Würmvergletscherung, die Klebelsberg 1914 in der Zeitschrift für Gletscherkunde geliefert hat.

Jedenfalls war das ganze Becken samt einem Großteil seiner Umrandung unter diese Eisoberfläche untergetaucht.

In größerem Ausmaß ragten hier nur die beiden Kämme des zahmen und wilden Kaisers sowie Unterberghorn und Fellhorn aus dieser gewaltigen Eisflut empor.

Diese Aufragungen bilden größtenteils steile, schmale Kämme oder, wie im wilden Kaiser, überhaupt nur wilde Felstürme und Steilwände.

Einzig das hohe Plateau des zahmen Kaisers besaß hier eine räumliche Gestaltung, welche die Ansammlung von größeren eigenen Eismassen überhaupt gestatten konnte. Wenn nun die Schneegrenze immer höher rückte und die riesige Eismasse zu schmelzen und zu sinken begann, so müssen diese steilen Gipfelfelsen ebenfalls eisfrei geworden sein.

Sicherlich konnten sie nicht zu Heimstätten größerer Eigengletscher werden, während gleichzeitig der Inntalgletscher hier in einer Mächtigkeit von wohl über 1000 m abgeschmolzen wurde.

Nun treffen wir aber z. B. an der Nordseite des zahmen Kaisers und an jener des Fellhorns deutlich erhaltene, rein lokale Endmoränen, welche bis auf den Sattel von Durchholzen und bis zum Becken von Reit im Winkel herabgestiegen sind. Das heißt mit anderen Worten, diese nordseitigen Lokalgletscher sind zirka 800 m unter den Hochstand der Würmvergletscherung herabgestiegen.

Ich halte die Gleichzeitigkeit einer so ungeheuren Abschmelzung des Ferngletschers und eines so starken Anwachsens des benachbarten Nahgletscher für miteinander unvereinbar. In der Zeitschrift „Die Eiszeit“ habe ich 1926 die Gründe genauer dargelegt, welche nach meiner Ansicht dafür sprechen, daß man dieses mächtige Vorrücken der kalkalpinen Lokalgletscher nicht mit dem Rückzug der Würmeiszeit zusammenkuppeln darf, sondern in ihnen die Beweise einer eigenen letzten Vergletscherung zu erblicken hat.

