

Zur

Vergletscherung der Deutschen Alpen

von

Dr. **Albrecht Penck**, M. A. N.,
in München.



(Separat-Abdruck aus: **Leopoldina**, Amtliches Organ der Kaiserlichen Leopoldinisch-Carolinischen
Deutschen Akademie der Naturforscher, Heft XXI.)



Halle 1885.

Für die Akademie in Commission bei Willh. Engelmann in Leipzig.

Druck von E. Blochmann und Sohn in Dresden.

Das Alpengebiet gab der glacialgeologischen Forschung nicht bloß den ersten Impuls, sondern hat sich auch als nachhaltige Fundgrube für weitere Studien erwiesen. Dicht gedrängt und in grosser Mächtigkeit liegen hier die ausschlaggebenden Schichten, welche anderswo über grosse Areale als dünne Lagen gebreitet sind, so dass vielfach Gelegenheit geboten ist, sich mit Erfolg denjenigen Fragen zu nähern, welche weit mehr als locales Interesse besitzen und zur Lösung allgemein geophysischer Probleme beitragen können. In meinen Studien über die Vergletscherung der deutschen Alpen habe ich bereits versucht, mit Hilfe desjenigen Materiales, welches Oberbayern und Nordtirol darbieten, zwei der wichtigsten allgemeinen Fragen dieser Art zu behandeln, und wenn ich mich auch freuen kann, gelegentlich Zustimmung zu meinen Ansichten über die erodirende Thätigkeit der Gletscher und über die Wiederholung der Vereisungen gefunden zu haben, so bin ich doch selbst weit davon entfernt, anzunehmen, dass die Lösung dieser Probleme endgültig erfolgt ist. Ich habe vielmehr in den zwei Jahren seit Erscheinen meiner „Vergletscherung der deutschen Alpen“ jede Gelegenheit benutzt, die von mir vertretenen Anschauungen auf ihre Richtigkeit hin zu prüfen, indem ich meine Excursionen über grössere Areale als die früher untersuchten ausdehnte und namentlich die Lücken, die ich hatte lassen müssen, ausgiebig berührte. Auf diese Weise haben sich meine Untersuchungen über die ganze Nordseite der deutschen Alpen verbreitet, und wenn Herr Dr. Eduard Brückner seine Studien über den Salzachgletscher veröffentlicht haben wird, ist daran zu denken, für die an das deutsche Reich grenzenden Alpen eine Karte zu liefern, welche sich an die eben erschienene prächtige Karte der ehemaligen Schweizer Gletscher von A. Favre erfolgreich anschliessen kann.

Die mächtige Vergletscherung, welche der Fuss der bayerischen Alpen einst aufwies, war durch eine grossartige Entwicklung der centralalpinen Gletscher

bedingt, welche sich durch das Thalnetz der Kalkalpen in vielen Zweigen ergossen, sich hier um locale, von den dortigen Höhen herabsteigende Gletscher mehrten und dann das Alpenvorland erreichten. Bei Abfassung meiner „Vergletscherung der deutschen Alpen“ kannte ich nicht jene Thäler der Centralalpen, von welchen die Vergletscherung ausgegangen ist, und konnte nur auf Grund von anderswo als ausnahmslos erkannten Thatsachen annehmen, dass die Kammlinie der Centralalpen die äussersten Wurzelpunkte der von mir beobachteten Gletscher bilde, und das Gebiet der nordalpinen Vereisung von dem der südalpinen trenne, so wie sie heute Etsch und Inn scheidet. Diese Annahme nun hat sich nicht allenthalben bestätigt, und der Satz, dass die Kammlinie eines Gebirges die beiderseitigen Gletscher von einander trenne, kann nicht mehr in seiner Allgemeinheit gelten. Es haben Gletscher der Nordseite den Centalkamm überschritten und sich nach Süden verbreitet; in Form von Eis wanderten die Niederschläge des Inngebietes herüber in das der Etsch. Die Stelle, wo dies beobachtet wurde, ist das Pfitscher Joch, welches einen leichten Uebergang aus dem Zillerthale in das Pfitschthal gestattet, welches letzteres sich bei Sterzing mit dem Eisackthale vereinigt. Dieser Sattel hat eine Höhe von 2231 m; nordwestlich von ihm erheben sich die Growand-Spitz auf 3287 m und die Sagwand-Spitz auf 3228 m, im Südosten liegt das Massiv des Hochfeilers mit 3506 m. Deutlich spricht sich am Pfitscher Joche der Gegensatz zwischen Nord- und Südseite des Gebirges aus. Im Norden ist das Bereich der Zillerthaler Gletscher, welchem auf der Südseite keine, wenn auch nur entfernt ebenbürtige Vereisung entspricht. Diesem gegenwärtigen Verhältnisse muss das frühere nicht unähnlich gewesen sein; so mächtig waren die auf der Nordseite gelegenen Eisströme angeschwollen, dass ihnen der Ausweg nach Norden zu eng wurde und sie sich theilweise nach Süden ergossen. Die ganze Einsattelung des Pfitscher Joches ist über-

deckt mit Rundbuckelformen, welche da und dort, wo das Gesteinsmaterial günstig ist, deutliche Gletscherschliffe tragen. Erratische Blöcke sind in grosser Anzahl umher gestreut, und auf der Südseite des Passes sieht man Geschiebe eben desselben Serpentine, welcher am Fusse auf der Nordseite anstehend gefunden wird. Vier kleine Seen zieren die Höhe des Passes. Es sind dies jedoch nicht etwa Abdämmungsseen, welche häufig auf Pässen vorkommen und dadurch entstanden sind, dass Schuttkegel über den Pass geschüttet wurden und Wasserbecken zwischen sich aufstauten — es knüpfen sich derartige Seen an Passdurchgänge, das Pfitscher Joch ist aber, wie schon sein Name andeutet, ein Passübergang —; es sind diese Seen nicht in Cirken gelegen, wie jene schönen Seen, welche an den Pässen zwischen Spronser Thal und Pflerschthal bei Meran, oder am Taschljöchl südlich der Oetzthaler Alpen gelegen sind, es sind dies kleine Seen, deren Bett gerade auf der Passhöhe in das feste Gestein eingesenkt ist. Sie liegen daselbst in mehreren Zügen zwischen Rundbuckeln, in Partien krümeligen Gneisses, während die dazwischen gelegenen Rücken quarzreichere Bänke markiren. Der Gegensatz zwischen härteren und weicheren Gesteinspartien hat augenscheinlich die Seebildung beeinflusst, und diese ist dadurch zu Stande gekommen, dass weichere Schichten aus härteren weggenommen sind, also durch einen erodirenden Vorgang.

Die deutlichen Spuren des Gletscherüberganges erheben sich bis zu 2400 m, woraus zu entnehmen ist, dass ein mindestens 1800 m breiter und 170 m mächtiger Gletscher den Sattel passirte, und zwar mit einem Querschnitte von 160 000 qm. Dies scheint aber keineswegs bloß während des Maximums der Eiszeit erfolgt zu sein. Nördlich vom Pfitscher Joch endet der Stampfkees heute in ungefähr 2500 bis 2600 m Höhe, fast genau an der Stelle, wo er 1874 zur Zeit der österreichischen Kartenaufnahme abbrach. Als 1870 v. Sonklar die orographischen Verhältnisse des Zillertales untersuchte, stieg der Stampfkees bis circa 2300 m herab; mächtige Endmoränen lehren ferner, dass er einst in jenem Becken endete, das sich unmittelbar am Nordfusse des Pfitscher Joches 200 m unter diesem erstreckt. Wird nun angenommen, dass der Gletscher einst nur um wenige Hundert Meter weiter sich erstreckte und an seinem Ende eine Mächtigkeit von 200 m besass, so war er bereits mächtig genug, um über das Pfitscher Joch überfliessen zu können. Aber möge dies erfolgt sein während des Maximums der Vereisung oder während eines letzten Stadiums derselben, so steht doch das Eine fest, dass das Eis, um das Joch zu überschreiten, mit seiner Sohle bergan steigen musste, was es auch wirklich gethan hat,

wie die Gletscherschliffe lehren. Ferner aber ergibt sich, dass bei dieser Aufwärtsbewegung der untersten Gletscherlagen Gesteinsmaterial bergan über den Pass hinweg geschafft worden ist, wie die jenseits desselben gelegenen Serpentine lehren. Kann aber der Gletscher beides, so ist er in den Stand gesetzt, nicht nur Becken zu durchmessen, ohne mit seinen untersten Lagen ruhig dazuliegen, sondern er kann auch dann unter Mitwirkung seiner erodirenden Fähigkeit sich Becken selbst erzeugen. In dieser Hinsicht ist es bedeutsam, dass gerade auf der Höhe des vom Gletscher überschrittenen Passes Seen liegen, welche durch ihre Erscheinung sich als Erosionsgebilde erweisen.

Die Mächtigkeit der alten, eiszeitlichen Gletscher ist bereits in den Hochthälern des Gebirges eine sehr beträchtliche gewesen. Wo sich bei Vent die äussersten Verzweigungen des Oetzthales, das Rofener Thal und Niederthal in einer Höhe von 1890 m vereinigen, lassen sich Spuren der alten Gletscher bis zu 2700 m Meereshöhe verfolgen. Der ganze „Plattei“ genannte Bergrücken ist über und über mit prächtigen Gletscherschliffen bedeckt, und das Ufer des alten Eisstromes markirt sich durch eine kleine, aber weithin verfolgbare Abstufung des Gehänges, welche dadurch bedingt ist, dass an dasselbe eine Moräne angepresst ist, welche in Zusammensetzung und Erscheinung genau einer Ufermoräne heutiger Gletscher entspricht. So ergibt sich bereits in unmittelbarer Nähe der Gletscherwurzeln eine Mächtigkeit des Eises von 800 m, und dieselbe muss thalabwärts constant zugenommen haben. Gegenüber dem Ausgange des Oetzthales liegen nämlich erratische Blöcke in über 1800 m Höhe und reichen wahrscheinlich bis 2000 m, andererseits reichen deutliche Gletscherspuren bis 800 m Höhe herab, so dass hier die Mächtigkeit des Eises über 1000 m betragen haben muss. Es erweitert dies die früher bereits gewonnenen Erfahrungen zu dem Ergebnisse, dass die Oberfläche der alten Gletscher sich zwar durchaus im Sinne des Thalgefälles senkt, aber anfänglich langsamer und später rascher. Repräsentirt die Gefällscurve der Thäler eine concave Curve, so ist die der alten Gletscher, gleich der der neuen, eine convexe, und nicht erlaubt ist es, von einer specifischen Neigung des Gletschers zu sprechen.

Die Spuren der alten Gletscher sind in den Centralalpen bei weitem deutlicher als in den Kalkalpen. Rundbuckelformen und Gletscherschliffe gehören zu den häufigsten Erscheinungen, und die Zahl der Schliffe, welche ich im Oetzthal, Zillertal und Passeier-

thale beobachten konnte, übersteigt bei Weitem die der in den Kalkalpen aufgefundenen. Die über und über geschliffenen Felsbuckel reichen öfters bis an die Thalsohlen, und zwar geschieht dies regelmässig in den Thalweitungen, während sie in den Thalengen fehlen, und sich erst über den letzteren einstellen. Es erweckt dies die Vorstellung, als ob bei Rückzug der Vereisung die Thalweitungen bereits mindestens bis zu ihrer heutigen Tiefe vorhanden gewesen wären, während die Engen noch nicht vorhanden waren. Denkt man sich aber die Engen geschlossen, so werden die Weitungen zu allseitig umwallten Becken, die sich mit Wasser füllen und in Seen umgestalten müssen. Es lässt sich daraus entnehmen, dass bei Rückzug der Vereisung die centralalpiner Thäler ebenso seenreich gewesen seien, wie es die norwegischen Thäler heute noch sind.

Auffällig ist, dass der Rückzug der Vergletscherung in den Thälern der Centralalpen eben so wenig Endmoränen hinterlassen hat, wie in den Kalkalpen. Zwar wird gelegentlich in Reisehandbüchern die Aufmerksamkeit auf mächtige Endmoränen gelenkt, welche quer über das Thal gelagert seien, aber weder im Oetzthale, noch im Zillerthale, noch im Sill-, Pfitsch-, Eisack- und Passeierthale habe ich irgend wie deutliche Endmoränenwälle wahrnehmen können; erst in den entlegensten Thalanfängen stellen sich solche ein, hinter sich kleine Seen aufdämmend. Hier aber ist man bereits in unmittelbarer Nähe heutiger Gletscher, und die vorhandenen Endmoränen erscheinen weit eher als Zeugen einer vor nicht allzu langer Zeit erfolgten beträchtlichen Ausdehnung derselben, als wie Beweise einer grossen Eiszeit. Was gemeinhin in den Alpen-thälern als Endmoräne ausgegeben wird, sind die grossartigen Trümmergebiete alter Bergstürze, welche im Oetz-, Passeier- und Pfitschthale ganz in der von Ferd. Löwl auseinandergesetzten Weise eine Thalstufenbildung verursacht haben.

Nachdem man also die aus einzelnen Endmoränenwällen bestehende Moränenlandschaft des Alpenvorlandes überschritten hat, trifft man erst tief im Herzen des Gebirges wieder Spuren von einem Gletscherhalte, d. h. von einem längeren Verweilen des Gletscherendes. Was sich in der Horizontalen beobachten lässt, zeigt sich auch in der Verticalen. Den Endmoränen des Gletscherendes unten im Thalboden entsprechen die Ufer- oder Längsmoränen der Gletscherufer an den Thalgehängen, und wie die äussersten Endmoränen die weiteste Ausdehnung der Gletscher bezeugen, so geben die höchsten Ufermoränen deren höchsten Stand an. Ganz in der Weise nun, wie die alten Gletscher nur einen, ihre grösste Ausdehnung markirenden Complex von End-

moränen hinterlassen haben, so zeugt nur eine Zone von Ufermoränen von ihrem höchsten Stande, und es steigen die letzteren nicht vielleicht terrassenförmig zum Thale herab. Nichts deutet darauf hin, dass der Rückzug der alten Gletscher von Ruhepausen unterbrochen gewesen sei; derselbe ist continuirlich erfolgt. Zu gleichem Ergebnisse führte mich das Studium der alten Pyrenäengletscher, und hieraus dürfte wohl gestattet sein, auf das Wesen der Gletscherzeiten selbst einen Rückschluss zu machen. Der ununterbrochene Gletscherrückzug, nach einer langen durch zahlreiche Endmoränenwälle angedeuteten Zeit des Stillestandes, lässt sich nur unter der Annahme verstehen, dass derselbe verhältnissmässig schnell, wenn auch nicht gerade katastrophenartig erfolgte.

Dies Ergebniss ist im Grunde genommen nicht so befremdlich, wie es auf den ersten Blick hin scheint. Es lässt sich nämlich folgern, dass auch das Eintreten der Vereisung rasch geschehen musste. Folgende Betrachtung führt zu diesem Ergebnisse. Wie bereits erwähnt, war das Venter Thal während der Eiszeit mit einem 800 m mächtigen Gletscher erfüllt, der Querschnitt desselben war 1 360 000 qm. Es lässt sich wohl annehmen, dass das östliche Nachbarthal, das Gurglerthal, einen entsprechenden Gletscher besass, dessen Querschnitt sich auf 1 200 000 qm veranschlagen lässt. Auch in dem weiter nördlich gelegenen Windachthale lag gewiss ein analoger Eisstrom, dessen Profil 880 000 qm gehabt haben wird. Diese drei Gletscher hatten sich im Becken von Sölden vereinigt, und sei ihre mittlere Geschwindigkeit a Meter täglich gewesen, so führten sie dem Söldener Becken täglich

$$\begin{array}{r} 1\,360\,000\text{ a} \\ + 1\,200\,000\text{ a} \\ + 880\,000\text{ a} \\ \hline 3\,440\,000\text{ a cbm Eis zu.} \end{array}$$

Dazu kam aber noch eine directe Eiszufuhr von den einzelnen Kämmen, so dass diese Zahl unbedingt zu niedrig gegriffen ist. Unterhalb Sölden verengt sich das Thal, so dass hier, selbst wenn angenommen wird, dass die Gletscheroberfläche so hoch wie in Vent reichte, sich nur ein Gletscherquerschnitt von 2 160 000 qm ergibt. Durch diesen müssen sich obige 3 440 000 a cbm täglich ergiessen, dieselben werden die Geschwindigkeit a' annehmen, und es ergibt sich folgende Gleichung

$$\begin{array}{l} 2\,160\,000\text{ a}' = 3\,440\,000\text{ a} \\ a' = 1,6\text{ a.} \end{array}$$

Die Geschwindigkeit der aus dem Söldener Becken abfliessenden Eismassen musste also 1,6 mal grösser, als die der zuflussenden sein. In seinem weiteren Verlaufe vereinigt sich das Oetzthal noch mit dem

Polles-, Sulz- und Hairlachthal, welche ihm heute noch Gletscherabflüsse zuführen, und welche ihm gewiss zur Eiszeit Gletscher sandten, von welchen jeder kaum dem des Windachthales nachstand. Am Ausgange des Oetzthales ergossen sich daher täglich obige 3 440 000 a cbm Eis, vermehrt um den dreifachen Betrag des Windachthalgletschers, also

$$\begin{array}{r} 3\,440\,000 \text{ a cbm} \\ + 2\,640\,000 \text{ a cbm} \\ \hline 6\,080\,000 \text{ a cbm Eis.} \end{array}$$

Wie oben bemerkt, erhoben sich gegenüber dem Oetzthalausgange die Spuren der alten Gletscher wahrscheinlich auf 2000 m Höhe. Unter dieser Voraussetzung hatte der alte Oetzthalergletscher, kurz bevor er den Inngletscher erreichte, beim Dorfe Oetz einen Querschnitt von 2 450 000 qm, durch welche sich obige Eismasse mit einer Geschwindigkeit von a'' m drängen musste. Nach obigem Verfahren ergibt sich

$$\begin{array}{r} 2\,450\,000 \text{ a}'' = 6\,080\,000 \text{ a} \\ \text{a}'' = 2,5 \text{ a.} \end{array}$$

Am Ausgange des Oetzthales war also die Geschwindigkeit des alten Oetzthalergletschers mindestens $2\frac{1}{2}$ mal so gross als die seiner Hauptstämme.

Ausser dem Oetzthale werden dem Innthale noch folgende Thäler tributär: 1) das Stanzer Thal mit dem Paznauner Thale, 2) das Pitzthal nebst dem Kauser Thale, 3) das vom Brenner kommende Wipptal mit dem Stubayerthale und 4) das Zillertal. Ein jedes dieser Thäler führte dem Inngletscher einen mächtigen Zufluss zu, welcher nach den orographischen Verhältnissen zu urtheilen, nicht kleiner gewesen sein kann, als der des Oetzthales, so dass wohl anzunehmen ist, dass dem Innthale durch seine grossen Seitenthäler mindestens der fünffache Betrag der dem Oetzthale entspringenden Eismassen zugeführt wurde, ganz zu schweigen von den anderen zahlreichen kleinen seitlichen Zuflüssen. Wenn nun das Innthal selber beim Verlassen des Engadin nur einen Eisstrom von den Maassen des Oetzthales besass, so mussten sich täglich aus dem Innthale mindestens

$$36\,480\,000 \text{ a cbm Eis}$$

ergossen, da in diesem Thale die Eisoberfläche innerhalb der Firnlinie lag und nicht durch Abschmelzen reducirt, sondern durch Condensation und Niederschläge vermehrt wurde. Für diese enorme Masse boten sich zwei Hauptauswege dar, das Innthal selbst, ferner der grosse Seefelder Pass, wozu sich von untergeordneter Bedeutung das Achenseethal gesellt. Dass sich durch alle drei Pforten Gletscherzweige ergossen, habe ich bereits früher gezeigt; dieselben hatten folgende Querschnitte: 5,6 Millionen qm, 3,5 Millionen qm, 1 Million qm, im Ganzen also 10 100 000 qm.

Wenn sich die oben berechnete Eismasse durch diese Pforten zwängen sollte, musste sie eine Geschwindigkeit a''' m annehmen, welche die Gleichung

$$\begin{array}{r} 10\,100\,000 \text{ a}''' = 36\,480\,000 \text{ a} \\ \text{erfüllt, daher} \quad \text{a}''' = 3,6 \text{ a.} \end{array}$$

Der Seefelder Pass ist nun derart beschaffen, dass er sich nach Norden verengt, so dass er schliesslich nur einem Eisstrom von $2\frac{1}{4}$ Millionen qm Querschnitt Durchgang ermöglicht. Sei die Geschwindigkeit desselben a^{IV} m, so findet folgende Gleichung statt

$$\begin{array}{r} 2,25 \text{ a}^{IV} = 3,5 \text{ a}''' \\ \text{a}^{IV} = 1,5 \text{ a}''', \text{ sohin} \\ \text{a}^{IV} = 5,4 \text{ a.} \end{array}$$

Wir haben nach einander vier Werthe für die Geschwindigkeit verschiedener Abschnitte des grossen eiszeitlichen Inngletschers zu berechnen versucht, welche deutlich ergeben, dass dieselbe nach dem Ausgange des Gebirges zu beträchtlich zunehmen musste, wie folgende Zusammenstellung vor Augen führt.

a' (muthmassliche Geschwindigkeit bei Sölden)	= 1,6 a.
a'' (muthmassliche Geschwindigkeit am Ausgange des Oetzthales)	= 2,5 a.
a''' (muthmassliche Geschwindigkeit am Seefelder Passe)	= 3,6 a.
a^{IV} (muthmassliche Geschwindigkeit in der Scharnitz)	= 5,4 a.

Dass die gewonnenen Zahlenwerthe nur als angenäherte gelten können, bedarf keines besonderen Hinweises, wengleich nicht zu vergessen ist, dass überall nur Minimalsummen für die Zuflüsse, aber Maximalbeträge für die Abflussmöglichkeit in Rechnung gezogen wurden. Es genüge daher zu betonen, dass die Geschwindigkeiten beim Verlassen des Gebirges vielmal grösser gewesen sind, als in den Stammtälern. Diese letzteren nun aber sind heute gletscherfrei. Um das Venterthal zu erfüllen, müssten alle die Gletscher, welche heute hoch an seinen Gehängen enden, herabsteigen und sich mit einander vereinigen. Es lässt sich voraussehen, dass ihre zusammengeschmolzene Masse, aus den oben für den grossen Innthalgletscher entwickelten Gründen, sich rascher bewegen muss, als ihre einzelnen Theile, denn auch hier müssen sich breite Eisflächen in ein enges Bett zusammendrängen. Die Geschwindigkeit a des alten Gletschers bei Vent muss daher grösser gewesen sein, als die Geschwindigkeiten der heutigen Oetzthalergletscher, über welche die Gebrüder Schlagintweit und Oberst Sonklar Messungen mitgetheilt haben. Bewegt sich heute der Gurgler Gletscher mit einer Geschwindigkeit von 0,3 m, so hat der alte Inngletscher bei Kufstein gewiss eine

Geschwindigkeit gehabt, die obigen Betrag um mehr als das zehnfache überstieg. Derartigen Geschwindigkeiten begegnet man in der That auch in der Natur; jene grossen Gletscher Nordgrönlands, welche die lebenden Seitenstücke zu den diluvialen Eisströmen der Alpen bieten, bewegen sich im Mittel zwanzigmal schneller, als die Tiroler Gletscher. *)

Der Analogie halber ist längst schon geschlossen worden, dass die eiszeitlichen Gletscher sich in dem Maasse bewegt hätten, wie die grönländischen; dieser Schluss wird gestützt durch obige Betrachtung, welche kurz gefasst dahin führt, dass die Geschwindigkeit der Gletscher dann zunehmen muss, wenn ihre Betten sich nicht in dem Maasse verbreitern, wie ihre Zuflüsse es erfordern. Nicht daher bloss wegen ihrer Grösse, sondern namentlich auch auf Grund orographischer Verhältnisse mussten sich die alten Gletscher der Alpen kurz vor Verlassen der Alpen rascher bewegen, als ihre heutigen Reste. Ist aber einmal diese rasche Bewegung zugestanden, so liegt auch auf der Hand, dass das Vorwärtsschreiten schnell erfolgt. Je rascher sich ein Gletscher bewegt, desto mehr Eis muss an deren Zunge abgeschmolzen werden, desto leichter die Möglichkeit des Vorwärtsschreitens. Langsam schreiten Einzelgletscher vor, wenn das Klima dazu Veranlassung giebt; treffen sich aber zwei Nachbarn beim Anwachsen, so beginnen sie sich rascher vorwärts zu schieben. Je mehr Eisströme sich vereinigen, desto rascher bewegen sie sich, desto rascher müssen sie vorwärts schreiten. Es führt unsere Betrachtung zu der Muthmassung, dass bei Beginn der Eiszeit die Gletscher erst langsam wuchsen, dass sie sich dann aber rascher und rascher in den Thälern verbreiteten, bis sie endlich in eine gewisse Stabilität gelangten, welche durch den äusseren Kranz der Endmoränen angedeutet wird.

Die Möglichkeit eines raschen Anwachsens der alten Gletscher ist aber nicht bloss aus orographischen Verhältnissen wahrscheinlich. Sie selber boten hierzu Veranlassung. Die Ursache des Gletscherwachstums ist bekanntlich in einem Herabsinken der Firnlinie zu suchen. Senkt diese sich um einen bestimmten Betrag,

so wachsen aber nicht bloss die bereits bestehenden Firnfelder, sondern es entstehen noch neue, es schreiten daher nicht bloss bestehende Gletscher vorwärts, sondern es gesellen sich ihnen auch noch neue hinzu. Beide Vorgänge sind aber nicht etwa proportional der Höhe, um welche sich die Firnlinie senkt, sondern proportional den Flächen, die in das Bereich des ewigen Schnees eingezogen werden, mit anderen Worten, proportional den einzelnen Höhenstufen des Gebirges. Diese Flächen aber sind nothwendigerweise und wie durch Erfahrung längst erkannt, für die obersten Höhenstufen viel kleiner, als für die tiefer liegenden. Senkt sich also die Firnlinie herab, so werden die in das Bereich des ewigen Schnees eingezogenen Partien nicht bloss proportional dem Betrage der Depression sein, sondern proportional einem Multiplum desselben. Je tiefer die Schneelinie zu liegen kommt, desto vielmals grösser wird das Firngebiet, desto vielmals grösser das Wachsthum, desto vielmals schneller das Vorwärtsschreiten der Gletscher. Diese selbst aber, indem sie die Thäler bis zu Höhen füllen, welche über die der Schneelinie aufragen, vermehren und vergrössern das Firngebiet, und indem in den deutschen Alpen alle Thäler mit Eisströmen erfüllt waren, wurden selbst diejenigen bedeutenden Theile des Gebirges, welche unterhalb der alten Schneelinie (1200--1500 m) gelegen waren, in das Firngebiet einbezogen, so dass die ganzen Alpen ohne Ausnahme zu Nährgebieten der Gletscher wurden. Diese selbst also trugen in sich den Keim zu raschem Wachstume in um so höherem Maasse, je grösser sie wurden; und auch aus diesem Grunde muss das Vorwärtsschreiten der alten Eisströme immer schneller geworden sein, je grösser dieselben wurden,

Ein weiterer Grund gesellt sich hierzu. In der „Vergletscherung der deutschen Alpen“ habe ich darzulegen versucht, dass dem Vorwärtsschreiten der Gletscher eine Zeit grossartiger Schotteranhäufung in den Hauptthälern des Gebirges voranging. Neuere Untersuchungen bestätigten diese Ansicht. Namentlich in der Gegend von Meran finden sich unter den alten Moränen Schotterbildungen, welche lebhaft die Erinnerung an Schotterflächen vor den heutigen Gletschern wecken. Weiter thalabwärts folgen dann erst die echten Geröllterrassen, aus reinem, gewaschenem Kiese bestehend, welcher einen weiteren Transport durchgemacht hat, und so scheint es denn, als ob zunächst die inneren Thäler des Gebirges mit der aufgearbeiteten und umgelagerten Grundmoräne der Gletscher erfüllt worden wären, während gleichzeitig die äusseren Thäler mit reinem Flussgerölle zugeschüttet wurden. Bis zu welcher beträchtlichen Höhen diese Zuschüttung

*) Zu gleichen Ergebnissen gelangt man, wenn man sich die gegenwärtigen Niederschlagsmengen des Gebietes als Gletschereis durch die genannten Pforten bewegt denkt. Der Inn entwässert etwa 8000 qkm der Centralalpen; bei einer mittleren Niederschlagshöhe von 1.5 m müssten sich dann täglich 35 Millionen cbm Eis durch obige Ausgänge ergiessen, also mit einer mittleren täglichen Geschwindigkeit von 3.3 m. Wenn aber die 11 Milliarden cbm Wasser, welche der Inn 1878/79 den Alpen entführte, als Gletschereis gedacht wären, so müsste dasselbe in der Enge von Kufstein eine Geschwindigkeit von 6 m annehmen. Man braucht also durchaus nicht besonders grosse Niederschlagsmengen zu supponiren, um eine relativ grosse Gletscher-geschwindigkeit zu erklären.

reichte, habe ich früher bereits mitgetheilt; hier sei nur erwähnt, dass unmittelbar vor Eintreten der Vereisung Etsch-, Isère-, Rhône-, Rhein- und Innthal mindestens 300 m, gelegentlich auch 400 m hoch mit Schottern erfüllt wurden, wodurch also ihre Thal-sohlen um die genannten Beträge höher gelegt wurden. Das will heissen, dass vor Eintritt der Vereisung die Thalböden in kältere Zonen verschoben wurden, und zwar in Regionen, wo die mittlere Jahrestemperatur um rund 2° niedriger war, als heute. Dies muss nothwendigerweise zur Folge gehabt haben, dass die alten Gletscher bei ihrem Betreten jener Thäler weit weniger dem Abschmelzungsprocesse ausgesetzt waren, als man nach der jetzigen Höhenlage dieser Thäler voraussetzen möchte. Indem die alten Gletscherströme die zukünftigen Gletscherbetten mit Geröll bis zu einer beträchtlichen Höhe ausschütteten, wurde die Möglichkeit der Ablation beschränkt und dadurch dem raschen Vorwärtsschreiten der kommenden Gletscher Vorschub geleistet.

Es vereinigen sich nicht weniger als drei Gründe — wenn von einer supponirten Mehrung der eiszeitlichen Niederschläge ganz abgesehen wird — dahin, um darzuthun, dass das Anwachsen der alten eiszeitlichen Gletscher zunächst langsam und dann immer rascher und rascher erfolgte, bis sie endlich jenen Stand erreichten, bei welchem ihre Vorwärtsbewegung durch die Ablation erfolgreich paralysirt wurde. Aber diese drei Gründe hörten auf, als der Rückzug der Gletscher begann, welcher sich auf ein Aufwärtssteigen der Firnlinie zurückführt. Als dies geschah, wurde das Firngebiet zunächst sehr rasch, dann langsamer und langsamer kleiner, es wurden anfänglich ziemlich schnell grosse Gebiete firnfrei und hörten auf, die grosse Vereisung zu speisen. Diese, namhafter Zuflüsse verlustig, begannen sich zurück zu ziehen, zunächst vom Alpenvorlande und dann aus den Hauptthälern des Gebirges. Hier nun waren jene mächtigen Schotterterrassen, welche vor Eintritt der Vergletscherung aufgeschüttet waren, durch letztere bedeutend erodirt worden, beim Rückzug der alten Gletscher lagen die Thalböden tiefer, als bei deren Eintritt. Beim Gletscher-rückzuge lagen die Enden in tieferem Niveau, als an der entsprechenden Stelle beim Vorwärtsschreiten. Die Ablation war daher beim Rückzuge nicht bloß aus allgemein klimatischen, sondern auch aus örtlichen Gründen bedeutender, als beim Vorwärtsschreiten. War aber nun einmal der Rückzug im Werke, so wurden nach und nach Eisströme selbstständig, welche sich beim Maximum der Vergletscherung mit ihren Nachbarn vereinigt hatten; dass diese einzelnen Gletscher sich aber langsamer bewegen mussten, als der

aus ihrer Vereinigung entstandene, wurde oben darge-
gethan; die langsamere Bewegung aber führt dem Ende weniger Eis zu, als die rasche, und die Ablation kann bei den Einzelgletschern viel leichter und rascher einen Rückzug bewirken, als bei dem aus ihnen ent-
standenen Hauptgletscher. Man sieht also, dass viele Momente sich dahin vereinigten, um den Rückzug der grossen Vereisung anfänglich sehr zu beschleunigen, womit der Befund der alten Gletscherbetten bestens harmonirt. Wenn nun aber Anwachsen und Rück-
schreiten der alten Gletscher rasch geschah, so erscheint deren riesige einstige Ausdehnung vielleicht vergleich-
bar den „Eruptionen“ mancher heutiger Gletscher.

Das die aus den Centralalpen kommenden Eis-
ströme bei ihrem Wege durch die Kalkalpen Zuflüsse erhielten, habe ich in der „Vergletscherung der deut-
schen Alpen“ als sehr wahrscheinlich bezeichnet, wenn-
gleich es nur an einer Stelle gelang, einen localen Gletscher derselben am Nordahfalle des Wetterstein-
gebirges mit Sicherheit nachzuweisen. Unbekannt war geblieben, wie viel diese Zuflüsse betragen haben. Hierüber hat die Untersuchung des Berchtesgadener Landes wünschenswerthen Aufschluss gegeben.

Das Berchtesgadener Thal unterscheidet sich von den übrigen Thälern der bayerischen Alpen insofern, als es nicht gegen die Centralalpen geöffnet ist. Zwischen Salzach- und Saalach-Thal gelegen, besitzt es ein vollkommen geschlossenes Hintergehänge im Steinernen Meere, welches nirgends unter 2100 m herabsinkt und im Mittel an 2300 m hoch ist. In den Nordabhang dieses Steinernen Meeres drängen sich die beiden Hauptthäler des Berchtesgadener Gebietes, das Wimbachthal und Königsseer Thal, welche beide zwischen sehr beträchtlichen Erhebungen in grossen Cirken ihren Ursprung nehmen, unter Verhältnissen also, welche einen einstigen Gletscherzufluss aus den Centralalpen als völlig unmöglich erscheinen lassen. Und in der That, nichts verräth die Spuren eines solchen, während locale Gletscher deutlich wahrnehmbare Bildungen hinterlassen haben. Der ganze Nord-
abhang des Steinernen Meeres ist überdeckt mit Gletscherspuren. Gletscherschliffe und Moränen finden sich am Fundensee (1564 m), Moränen überdecken den 300 m höheren Rücken, welcher sich zwischen Fundensee und Grünsee erhebt, an dessen Ufern wiederum Gletscherschliffe auftreten. Von diesen beiden eines oberirdischen Abflusses entbehrenden Seen ziehen sich Glacialspuren bis an die jähren Gehänge des Königssees. An diesen selbst allerdings ist nichts zu bemerken, was auf alte Gletscher schliessen lassen

könnte. Aber hoch über dem Spiegel des Sees, wo sich über den Seewänden an beiden Ufern eine Abstufung zeigt, auf welcher theils dichter Wald, theils fruchtbare Alpen sich befinden, erstrecken sich überaus deutliche Ufermoränen, welche bekunden, dass das Seebecken einst mit einem Gletscher erfüllt war, welcher selbst die Seewände noch überfluthete, unterhalb Bartholomae sich 880 m über den Spiegel des 188 m tiefen Sees erhebend. Diese Ufermoränen senken sich anfänglich zwar ziemlich rasch. Sie liegen beim Dorfe Königssee selbst aber immer noch in 1200—1300 m Höhe, also 600—700 m über dem von Moränen gebildeten Thalboden, so dass ganz zweifellos das Königsseer Thal einen 600—700 m mächtigen Eisstrom dem Berchtesgadener Becken zuführte. Dass ein ähnlicher Gletscher aus dem Wimbachthale kam, verrathen die Ufermoränen, welche an dessen Ausgange in 1350 m Höhe angetroffen werden. Selbst das Watzmannthal, welches heute noch zeitweilig Firn besitzt, sandte einen 200 m mächtigen Eisstrom nach dem Schapbachthale, so dass das Berchtesgadener Becken im Süden bis zu 1300 m Höhe vereist war. Die Ufermoränen senken sich von hier sanft nach Norden, aber das Eis blieb mächtig genug, um den ganzen Rücken zwischen Schellenberg und Hallein zu überfluthen, wo es sich als ein 7 km breiter bis 1100 m Höhe angeschwollener Strom mit dem Salzachgletscher vereinigte, nachdem es bereits einen mächtigen Arm über Bischofswies nach Reichenhall in das Saalachgebiet gesandt hatte.

Die Vereisung des Berchtesgadener Landes erreichte, wie aus obigen Daten erhellt, ein höheres Niveau, als der Pass von Hirschbichl (1176 m), welcher das dritte seiner Stammthäler nach dem Saalachgebiete öffnet. Kein Granit- oder Gneissblock zeigt an, dass ein Ast des Saalachgletschers hier in das Berchtesgadener Land eingedrungen sei, vielmehr enthalten die in der Gegend des Hintersees vorkommenden Moränen ausschliesslich Kalkgeschiebe. So ist denn auch eine selbstständige Vereisung des Hinterseethales zweifellos, welche der des Berchtesgadener Beckens tributär wurde, nachdem sich von ihr oberhalb Ramsau ein Zweig losgelöst hatte, welcher über Schwarzbach nach dem Saalachthale führte. Weitere Untersuchungen werden allerdings zu entscheiden haben, warum der Saalachgletscher nicht über den Hirschbichl in das Bereich dieses Gletschers kam, während sich doch der Inngletscher über ähnliche Pässe in die oberbayerischen Alpen ergoss. Sollte die Vereisung des Berchtesgadener Landes so mächtig gewesen sein, dass sie dem Saalachgletscher den Eintritt verwehrte? Die sehr beträchtliche Höhe der erratischen Spuren legt diese Frage nahe.

Das Berchtesgadener Land lässt erkennen, wie selbst in den Kalkalpen während der Eiszeit ausserordentlich mächtige Gletscher entstanden, welche an Bedeutung den centralalpinen Eisströmen nicht nachstanden. Es verdient dies insofern hervorgehoben zu werden, als die Gebrüder Schlagintweit bei einem Versuche, die Existenzbedingungen heutiger Gletscher darzustellen, zu dem Ergebnisse kamen, dass aus petrographischen Gründen die Kalkalpen weit weniger zur Erzeugung von Gletschern geeignet seien, als die aus Gneissen bestehenden Centralalpen; Fr. Bayberger sprach ferner den Kalkalpen auch sogar während der Eiszeit die Fähigkeit ab, Gletscher zu erzeugen. (Der Inngletscher. S. 17.)

Die Verbreitung der alten Gletscher auf dem Alpenvorlande giebt ungefähr ein Maass für ihre Grösse, welche wiederum von der Grösse ihres Einzugsgebietes abhängig ist. In den verschiedenen grossen Gletschergebieten des Alpenvorlandes spiegelt sich daher die Grösse der einzelnen, gegen dasselbe geöffneten Thäler. Nachträgliche Untersuchungen haben wenig, und nur in Einzelheiten, die von mir beschriebene Nordgrenze der Vereisung berichtet. Hervorzuheben ist darunter das Ergebniss, dass sich der Ostzweig des alten Isargletschers etwas weiter nördlich erstreckte, als von mir angegeben ist. Seine äussersten Spuren liegen im Süden von München nicht bei Schäftlarn, sondern 3 km weiter nördlich bei Bayerbrunn. Auch der Inngletscher erstreckte sich weiter nördlich, als von mir angegeben. Oestlich der nach Erding gerichteten Ausbuchtung finden sich seine äussersten Moränen im Mittel 3 km weiter nördlich, als von mir früher verzeichnet. Sie liegen hier z. B. im Eisenbahneinschnitte zwischen Walperskirchen und Geiselbach und treten auch nördlich von Wolfgang auf. Es wird durch diese Beobachtungen festgestellt, dass der ganze bis 620 m hohe südlich des Isenthalles befindliche Landrücken aus Moränen besteht, welche hier, wie Aufschlüsse am Inn zeigen, bis über 100 m mächtig werden. Diese enorm mächtige Moränenbildung ist von Fr. Bayberger in seiner Monographie des Inngletschers übersehen worden; daraus erklärt sich, dass dessen Karte von der meinigen beträchtlich abweicht. Er giebt die Nordgrenze 6—10 km zu weit südlich an, wie denn überhaupt seine ganze Arbeit dringlich zu einer erneuten Untersuchung des Gebietes einladet.

Auch der Salzachgletscher erstreckte sich weiter, als ich früher annehmen musste. Seine äussersten Moränen werden südlich vom Wallfahrtsorte Altötting von der Alz gespült, wo sie die Höhe des Engels-

berges und Eschlberges bilden und 5 km von der von mir als Nordgrenze angegebenen Linie liegen. Auch bei Burghausen an der Salzach liegen auf den Höhen noch glaciale Materialien.

Diese verschiedenen Vorkommnisse haben mehr als bloß locale Bedeutung, indem sie nämlich sammt und sonders der äusseren Moränenzone angehören. Diese letztere hebt sich durch ihre Oberflächen-gestaltung weit weniger deutlich hervor, als die innere Moränenzone, welche sich orographisch als Moränen-landschaft scharf ausprägt. Die neue prächtige Karte von A. Favre über die Entwicklung der nord-schweizerischen alten Gletscher lässt von Genf bis Schaffhausen vor den dortigen Endmoränen eine solche äussere Moränenzone erkennen, und im Gebiete des alten Rheingletschers zeigen die Karten der württembergischen geologischen Landesuntersuchung vor den inneren „Schuttmoränen“ die äusseren Grundmoränen als einen nahezu 20 km breiten Streifen, der sich gegen die Moränenlandschaft südöstlich Waldsee etwas anders begrenzt, als von mir angegeben. Ich freue mich, meine neueren Beobachtungen im Einklange mit den württembergischen zu wissen und lasse nunmehr die Grenze der inneren und äusseren Moränen im Osten von Waldsee zunächst 6 km weit südlich bis zu dem Binzenhofe (Gemeinde Molpertschhaus) verlaufen, von wo sie sich in leicht nach Norden gekrümmten Bogen ostwärts richtet, um westlich des Wachbühl die von mir gezogene Linie zu erreichen. Es zeigt also hier die Grenze der inneren Moränen einen einspringenden Winkel. Derartige Einbiegungen sind charakteristisch für den alten Rheingletscher überhaupt, wo das Gebiet der Moränenlandschaft eine förmlich zerlappte Contour annimmt. Dieselbe springt nämlich überall in den Thälern nach aussen vor und biegt sich längs der zwischenliegenden Höhen einwärts. Es werden in dieser Weise der Zeller- und Ueberlinger See von inneren Moränen umrahmt, welche auf den zwischenliegenden Höhen von Bodmann sowie am nördlichen Ufer des Ueberlinger Sees über Ludwigshafen fehlen. Sie stellen sich aber von Sipplingen an ein, wo die steilen Seehänge gegen ein sanfteres Ufer zurücktreten, und ziehen sich von dort ungefähr 100 m unter dem Steilabfalle des aus diluvialer Nagelfluh gebildeten Plateaus nach Osten, derart, dass sie die Höhen von Heiligenberg umlagern, aber nicht bedecken. Wo diese Höhen sich nach Norden ziehen, folgen ihnen die inneren Moränen und reichen bis fast Saulgau. Ihre Nordgrenze zeigt hier drei flache Ausbiegungen, die westliche bis Ostrach, die mittlere bis fast Saulgau und die östliche endlich ist es, die sich um Waldsee erstreckt. Gegenüber diesem vielfach

gewundenen Verlaufe der Nordgrenze der inneren Moränenzone des alten Rheingletschers ist der der äusseren ein ungemein einfacher. Derselbe zieht sich von Biberach, bis wohin er auf meiner Karte verzeichnet ist, am Südfusse des Bussen entlang, überschreitet die Donau 5 km unterhalb Riedlingen, von wo er bis oberhalb Sigmaringen auf dem linken Donauufer bleibt. Von dort zieht er an Mösskirch und Engen vorbei bis nach Schaffhausen, wo noch westlich des Rheinfalles Glacialbildungen auftreten. Die Untersuchungen von Schill, namentlich aber die fleissigen Arbeiten von Mühlberg, haben erratic Material des Rheingebietes noch weiter ostwärts verfolgt bis nach Thiengen und auf die Jurahöhen südlich Waldshut. Hier mengen sich darunter Granitblöcke des Schwarzwaldes, und dies hat bereits die Muthmaassung geweckt, dass sich südöstlich Basel Rhoe-, Rhein- und Schwarzwaldgletscher trafen. Noch fehlten jedoch bestimmtere Anhaltspunkte für letztere Muthmaassung, und namentlich schien im Schwarzwalde selbst die alte Vergletscherung von so geringer Ausdehnung gewesen zu sein, dass eine Erstreckung bis zum Rheine undenkbar war. Aber dies Undenkbare ist doch wirklich der Fall gewesen. Sehr deutliche Gletscherspuren — gekritzte Geschiebe, Gletscherschliffe und erratische Blöcke — finden sich auf den Höhen zwischen dem Schlucht- und Albthale von St. Blasien über Höchenschwand bis auf die Muschelkalkplatte nördlich Waldshut, so dass es keinem Zweifel mehr unterliegen kann, dass sich die Schwarzwaldgletscher wirklich bis zum Rheine erstreckten, wo sie die grossen alpinen Eisströme trafen.

Bei einer so ausgesprochenen Trennung innerer und äusserer Moränen war es mir sehr auffällig, dass ich gerade südlich München sowie im Bereiche des alten Salzachgletschers keine äusseren Moränen hatte nachweisen können, welches Ergebniss eben so gut seinen Grund in den ungünstigen Aufschlussverhältnissen wie möglicherweise in einer denkbaren Ausnahme haben konnte. Durch Auffindung äusserer Moränen südlich München und auf der Ostseite des Salzachgletschers hat sich die Frage geklärt; die äusseren Moränen sind durchweg auf der Nordseite der Alpen vorhanden.

Die Ausdehnung der äusseren Moränenzone steht in einem bestimmten Verhältniss zur Grösse des alten Gletschers, welchem sie angehört. Bei den Schweizer Gletschern hat sie allenthalben eine stattliche Breite, und diese nimmt, entsprechend der von mir nachgewiesenen Abnahme des Glacialphänomens von West nach Ost ab. Ihre Breite beträgt am Rheingletscher bis 20 km, am nördlichsten Ende des Isargletschers

bis 12 km, am Nordende des Inngletschers im Mittel, wie namentlich aus dem berichtigten Verlaufe von dessen Grenzen erhellt, 6—10 km, am Salzachgletscher 5 km. Bei den zwischenliegenden kleineren Gletschern ist die Breite der Zone geringer. Sie beträgt am Illergletscher nur 3 km, am östlichen Theile des Isargletschers nur 3—4 km, nördlich des Schliersees 4 km, und sie fehlt auch nicht im Bereiche des alten Gletschers der westlichen Traun. Bereits während des Druckes meiner „Vergletscherung“ konnte ich nachweisen, dass die hier von mir als „innere Moränen“ angegebenen Bildungen der äusseren Zone angehören, und dass der Traungletscher jedenfalls nicht viel weiter als bis Ruhpolding reichte.

Die äusseren Moränen besitzen nicht mehr die ursprüngliche Gestalt der Endmoränen, orographisch heben sie sich nicht als Gletscherbildungen hervor. Meist sind sie mit einer mehr oder weniger mächtigen Schicht von Verwitterungslehm bedeckt, dies Alles vereinigt sich dahin, sie älter als die inneren Moränen erscheinen zu lassen, was sie überdies nach ihrer räumlichen Lage auch sein müssen. Gefragt hat sich von Anfang an nur, ob sie derselben Vergletscherung wie die inneren Moränen angehören, oder ob sie als Werke einer älteren Vereisung anzusehen sind. Meinen Standpunkt gegenüber dieser wichtigen Frage habe ich bereits früher hinreichend dargelegt. Neuere Funde haben mich in der Annahme einer mehrmaligen Vergletscherung der deutschen Alpen nur befestigt.

Vor drei Jahren waren mir folgende Ablagerungen der Alpen als echt interglaciale bekannt:

- 1) die Schieferkohlen der Nordschweiz,
- 2) die Schieferkohlen des Algäu,
- 3) die Höttinger Breccie bei Innsbruck.

Von diesen Bildungen kannte ich nur die ersteren nicht durch eigene Anschauung, welche ich um so mehr entbehrte, als die interglaciale Lage der schweizerischen Schieferkohlen nicht unbestritten war, und die Angaben über die liegenden Moränen recht dürftige waren. So berichtet z. B. Heer nur von glacialem Materiale unter den Kohlen und redet nicht direct von Grundmoränen. Davon, dass solche wirklich unter den Kohlen vorhanden sind, überzeugte mich ein Besuch der Ablagerung von Mörschweil am Bodensee.

Die dortigen Schieferkohlen liegen ziemlich weit nördlich des Dorfes bei Tübach unweit Romanshorn, ungefähr 70 m über dem Spiegel des Bodensees in einer Nische des aus Molasse bestehenden Gehänges. Sie werden von Moränen bedeckt, durch welche sie schräg gegen den See abgeschnitten werden. Der südliche Saum des Flötzes ruht unmittelbar auf der Molasse auf, seine mittlere Partie auf einem meist

steinfreien, ungemein zähen Letten (Bänderthon?); dort jedoch, wo Molasse- und Lettenunterlage dicht an einander grenzen, finden sich im Letten zahlreiche Gerölle, von welchen mehrere sich als gekritzte erwiesen, wodurch die moränige Natur der Unterlage erkannt wird. Zweifellos also lagern die Mörschweiler Kohlen zwischen zwei Moränen, und ihr Auftreten ist hier um so bemerkenswerther, als sie erkennen lassen, dass zwischen der Bildung der älteren und jüngeren Moräne namhafte Veränderungen in der Configuration des Landes vor sich gegangen sind; denn als das Flötz entstand, musste sich eine Ebene an Stelle des heute ziemlich steil abfallenden Seegehänges erstrecken, auf welcher sich das Material der Kohle sammelte. Diese Ebene war aber bereits vor Eintritt der letzten Vergletscherung verschwunden, da die Moränen derselben die Kohlen schräg abschneiden, falls dies nicht etwa auf eine während der Vergletscherung stattgehabte Erosion deuten sollte. Sicher ist demnach, dass seit Ablagerung der Kohlen und vor, bezüglich während der Bildung der hangenden Moränen Umgestaltungen am Seegehänge geschehen sind, sei es nun, dass vielleicht das Flötz an den Gestaden eines älteren höher gelegenen Sees entstand, oder dass der See erst nachträglich in die Umgebung des Flötzes eingesenkt worden ist.

Zu welchen Ergebnissen ein wiederholter Besuch der Höttinger Breccie führte, hat mein Freund August Böhm bereits berichtet (Jahrb. der geologischen Reichsanstalt, Wien 1884); Blaas (Ueber die Glacialformation im Innthale 1885) und von Ettingshausen (Sitzb. mathem.-phys. Klasse Akademie Wien 1884, Abth. I. Bd. XC) haben seitdem durch ihre Untersuchungen auch den paläontologischen Beweis geliefert, dass die Breccie quartär und interglacial ist. Das Höttinger Vorkommniss steht heute nicht mehr isolirt. Meine Vermuthung, dass auch andere alte Breccien der Kalkalpen sich als interglaciale erweisen würden, hat sich bestätigt.

Da, wo das Wimbachthal in das Berchtesgadener Becken mündet, ist früher ein sehr mächtiger Schuttkegel angehäuft worden, dessen Material nunmehr verkittet als Wimbachbreccie vorliegt. In diesen alten Schuttkegel hat sich das Thal seither wieder eingeschnitten, und sein Material erscheint nunmehr als „graue Wände“ in einer Mächtigkeit von 80—100 m 300 m hoch über Thal. Alles dies hat sich nachweislich vor der letzten Vereisung herausgebildet, denn die herrschenden Moränen enthalten nicht nur Fragmente der Breccie und bedecken dieselbe, sondern liegen auch zwischen den Wänden derselben unten im Wimbachthale dicht oberhalb der malerischen Wim-

bachklamm. Sonach erscheint die Breccie als präglacial. Aber nach längerem Suchen glückte es, in den untersten Partien derselben eine Bank aufzudecken, welche fast ausschliesslich aus deutlich gekritzten und geschrammten Geschieben, aus echten Gletschersteinen besteht. (Graue Wände, rechtes Thalgehänge, unweit des Weges nach der Stuben Alm.) Hiernach wird sicher, dass die Anhäufung des Schuttkegels einer ersten Vereisung der Stelle folgte, und es ergibt sich der nachstehende Gang der Ereignisse:

1) Erstmaliges Einbrechen des Wimbachgletschers in das Berchtesgadener Land und Rückzug desselben.

2) Anhäufung eines 80—100 m mächtigen Schuttkegels seitens des Wimbaches.

3) Zertheilung desselben durch ein 300—400 m tiefes Thal, Verfestigung seines Materiales zu einer Breccie.

4) Neues, letztes Einbrechen des Wimbachgletschers.

Wie weit allerdings in der Zeit zwischen beiden Eruptionen der Wimbachgletscher zurückgegangen ist, lässt sich nicht entnehmen; zu betonen ist nur, dass ein 7—8 km weiter Rückzug den Gletscher überhaupt zum Erlöschen bringen musste. So viel ist aber sicher, dass beide Eisausdehnungen durch einen sehr langen Zeitraum von einander getrennt waren.

Dass die äusseren Moränen einer älteren Vergletscherung angehören, als die jüngeren, scheint namentlich aus ihrem Verhalten zu den „unteren Glacialschottern“ hervorzugehen. Diese letzteren nämlich sind in die äusseren Moränen eingesenkt, also entschieden jünger als dieselben, sie werden aber von den inneren Moränen bedeckt, müssen also älter als letztere sein. Stratigraphisch also schalten sich die unteren Glacialschotter zwischen die äusseren und inneren Moränen ein, und wenn ich sie auch genetisch als eine Dependenz der letzten Vergletscherung trotz der Einwände von Blaas auffasse, so ist doch für die Beziehungen zwischen den beiden Moränenzonen ihre stratigraphische Stellung maassgeblich. So weit sie im alten Gletschergebiete als ununterbrochene Bildung zu verfolgen sind, so weit, ist anzunehmen, sind innere und äussere Moränen als verschiedenalterige Gebilde von einander getrennt, und daraus, dass diese Schotter sich als grosse Terrasse im Innthale bis nach Landeck ziehen, konnte gefolgert werden, dass mindestens bis dort die Zweitheilung der Moränen wahrgenommen werden könne, woraus erhellt, dass zwischen den beiden Vergletscherungen, welche die äusseren und inneren Moränen hinterliessen, das Eis mindestens bis zum Engadin zurückgegangen war.

Nun aber fanden sich die „unteren Glacialschotter“ bisher lediglich an der Grenze des Moränengebietes in Contact mit zwei verschiedenen Moränen, und zwar dies nicht in der Weise, dass sie dieselben in Profilen von einander trennen, sondern sie sind eingesenkt in die einen und bedeckt von den anderen. Seither haben sich nun zunächst Stellen im Alpenvorlande gefunden, wo die „unteren Glacialschotter“ wirklich zwischen zwei Moränen lagern, wo sie also ihre interglaciale Lagerung deutlich vor Augen führen. Das eine Vorkommniss dieser Art unterhalb Laufen bei Salzburg habe ich ausführlich in einer geologischen Skizze der Donauhochebene dargestellt, welche in dem IV. Bande der geognostischen Beschreibung Bayerns erscheinen wird. Das andere minder gut aufgeschlossene Vorkommniss befindet sich an der Isar bei Tölz. Oberhalb dieses Städtchens ist am linken Isarufer eine 100 m hohe Terrasse, grösstentheils zusammengesetzt aus „unteren Glacialschottern“, welche von Moränen bedeckt werden und auf Bänderthon aufliegen, welcher die Tölzer Tünchererde liefert. An einer Stelle nun, bei Arzbach, findet sich am Fusse dieser Terrasse ein Grundmoränenlager, dessen Connex mit den Schottern zwar nicht aufgeschlossen ist, welches aber nach der ganzen Art seines Auftretens in deren Liegendes gehört. Auch am Calvarienberge bei Tölz sah ich an der unteren Grenze des Schotters gekritzte Geschiebe, doch konnte ich mich nicht vergewissern, ob dieselben anstehend seien.

Weit deutlicher als die geschilderten Aufschlüsse von Tölz und zugleich weit werthvoller für die ganze Frage überhaupt, sind Aufschlüsse, welche ich im März 1884 im Süden von Innsbruck im Sillthale auffand, und welche dieselben zu sein scheinen, welche damals schon von Blaas in Innsbruck erwähnt worden waren (Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt, Wien 1884). In das von der Sill durchflossene Wippthal baut sich bis zum Ausgange des Stubaythales die mächtige Innthaltterrasse hinein, deren Schotter durch die Sill in 170 m Mächtigkeit entblösst sind. Im Hangenden derselben sieht man am Berge Isel sowie auch auf dem Vorsprunge des Burgstall zwischen dem aus dem Stubay kommenden Ruzbache und der Sill deutliche Moränen, welche die Terrasse nach Innsbruck zu schräg abschneiden, so dass die südlich dieser Stadt am Fusse des Berges Isel auftretenden Moränen noch in deren Hangendes gehören; dies zeigt am deutlichsten ein Aufschluss auf der Höhe des Berges, wo entsprechend der Neigung der Gehänge Grundmoränen die Schotter discordant überlagern. Da, wo Stubay- und Wippthal zusammenstossen, an der neuen Brennerstrasse, 9 km südlich Innsbruck, lagern nun

unter diesen Schottern abermals Moränen, die sich etwa 100 m weit in ununterbrochenen Entblössungen verfolgen lassen; an einer einzigen 190 m hohen Wand sieht man hier untere Moränen 8—10 m mächtig, Schotter, an der Basis sandig, 190 m mächtig und 10 m hangende Moränen. Scharf und deutlich tritt auch hier die interglaciale Lagerung der „unteren Glacialschotter“ entgegen, und zwar an einer Stelle, welche bereits innerhalb der Centralalpen gelegen ist. Indem sich an der Vereinigung von Stubay- und Sillthal dieselben beiden Vereisungen ausgesprochen finden, welche auf dem Alpenvorlande äussere und innere Moränen hinterliessen, wird nicht nur evident, dass in der Zwischenzeit die Gletscher sich bis in die Stammthäler der Centralalpen zurückgezogen hatten, sondern auch zweifellos, da sich die fragliche Schotterterrasse im Sillthal bis Matrei hin ununterbrochen fortsetzt, dass während dieser Interglacialzeit die Gletscher mindestens bis in die äussersten Thalverzweigungen zurückgegangen waren. Bisher war in keinem alten Gletschergebiete ein Aufschluss bekannt, welcher in so grosser Nähe der Gletscherherde, wie der des Burgstalls im Wipphale, eine Wiederholung der Vereisungen anzeigte. Musste daher bislang immer zweifelhaft sein, bis wohin sich in den Interglacialzeiten die Gletscher zurückgezogen hatten, konnte es bisher zum mindesten fraglich sein, ob sie sich auf ihr heutiges Maass beschränkt hatten, so lässt sich nun für die Alpen wenigstens mit Bestimmtheit äussern, dass in der Zeit nach Ablagerung der äusseren und vor Ablagerung der inneren Moränen die Gletscher sich mindestens bis auf die Hintergehänge der Stammthäler, bis an den Kamm der Centralalpen zurückgezogen hatten. Unter solchen Umständen dürfte es wohl gerathener sein, von mehreren Vergletscherungen der Alpen, anstatt von Oscillationen einer einzigen zu sprechen, und hiermit harmoniren am besten die oben erwähnten vier Gruppen von Vorkommnissen echt interglacialer Bildungen.

Eine nicht unwesentliche Stütze erhält die Annahme mehrerer Vergletscherungen der Alpen durch die Schotter- und Geröllablagerungen auf dem Alpenvorlande. Diese sehr mächtigen Bildungen bedecken einen Raum, auf welchem heute die Flüsse als Thalbildner auftreten, und bekunden, dass der jetzigen Entwicklung der Thalbildung eine Zeit der Thalzuschüttung vorausgegangen ist. In der „Vergletscherung der deutschen Alpen“ habe ich bereits angedeutet, dass diese Schotterablagerungen in mehrere, deutlich von einander geschiedene Abtheilungen zerfallen. Ich habe damals im Wesentlichen zwei Stufen unterschieden, die der diluvialen Nagelfluh und der „unteren Glacial-

schotter“, und erwähnt, dass sich zu diesen eine dritte Stufe in den Thälern Schwabens geselle. Im Auftrage des königlichen Oberbergamtes zu München ausgeführte Untersuchungen haben die Selbstständigkeit und weite Verbreitung dieser Stufe sicher gestellt, worüber an anderer Stelle berichtet werden wird; nicht nachgewiesen war diese Stufe allein südlich von München. Neuere Excursionen liessen sie mich daselbst kürzlich auch erkennen, allerdings unter ganz anderen Verhältnissen als in Schwaben. Während dort die drei Schotterstufen derartig gelagert sind, dass die älteste eine Decke bildet, in deren Thälern die jüngeren auftreten, so dass also die älteste Bildung das höchste und die jüngste das tiefste Niveau einnimmt, lagern südlich München alle drei Bildungen über einander, die älteste unten und die jüngste oben. In dieser Uebereinanderlagerung sind die einzelnen Schotter sehr scharf durch Spuren alter Landoberflächen von einander getrennt; ein jeder nämlich trägt eine dünne Decke von Verwitterungslehm, welcher sich in tiefen Schloten, sogenannten geologischen Orgeln, in sein Liegendes einstülpt. Zudem macht sich eine petrographische Sonderung insofern geltend, als der unterste, zur Stufe der diluvialen Nagelfluh gehörige Schotter fast ausschliesslich aus Kalkgeröllen besteht, während die beiden oberen daneben noch sehr zahlreiche Urgebirgsgerölle enthalten, die im unteren sehr spärlich vertreten sind. Diesen letzteren Geröllen kommt aber insofern eine erhöhte Bedeutung zu, als sie im Isargebiete erratisch sind, und ihr häufiges Vorkommen in den beiden oberen Schottern lässt keinen Zweifel darüber, dass sie ursprünglich durch Gletscher über die Kalkalpen gebracht worden sind. Sie charakterisiren die Schotter als fluvioglaciale Bildungen, während ihr ausserordentlich spärliches Vorkommen in der diluvialen Nagelfluh sich möglicherweise auf andere Ursachen zurückführen dürfte. Dennoch trage ich aber auch heute, wo meine früheren Mittheilungen durch obige neue Beobachtungen berichtigt werden, kein Bedenken, die Stufe der diluvialen Nagelfluh noch als fluvioglaciale Bildung zu betrachten.

Studien in der Bodenseegegend befestigten mich wesentlich in dieser Anschauung. Dort ist die Dreigliederung der Quartärschotter ebenso deutlich entwickelt, wie auf der bayerischen Hochebene. Die Stufe der diluvialen Nagelfluhe findet sich am unteren Seeende auf isolirten Erhebungen 150 m über dessen Spiegel (400 m), so z. B. am Fridinger Schlosse, am Buchberge bei Thaingen; etwas höher liegt sie auf dem Hohenklingen bei Stein (Gutzwiller). Bei Schaffhausen bedeckt die diluviale Nagelfluh die Höhen zu beiden Seiten des Rheinfallcs, so den Irchel, die

Hochfluh, den Kohlfirst, sie bildet also unter Anderem die Höhen, welche westlich von Schaffhausen den Rhein hindern, in den Klettgau einzutreten. Jener Thalzug nun, welchem die Eisenbahn zwischen Singen und Waldshut folgt, ist in diese erwähnten Reste einer ehemaligen zusammenhängenden Decke eingesenkt; er zeigt an seinen Gehängen eine höher gelegene Terrasse, deren Material bereits zu einer Nagelfluh verkittet ist, und eine tiefere aus losem Schotter bestehende, welche nicht, wie die erstere, mit Lösslehm bedeckt ist, so dass also hier ausser der diluvialen Nagelfluh noch zwei jüngere Schotterstufen unter ganz ähnlichen Verhältnissen, wie in Schwaben, auftreten. Dieselben zeigen durch ihre Zusammensetzung an, dass der Rhein, oder ein Arm desselben, während der dreimaligen Thalzuschüttung aus dem Zeller See ausfloss, über Thaingen sich nach Schaffhausen und von dort durch das Klettgau nach Waldshut richtete. Dass aber ausserdem noch, wenigstens während der letzten Schotteranhäufung, der Rhein auch dem Untersee bei Stein entströmte, lehren mächtige Gerölllager, welche sich hier ausdehnen; dieselben machen überdies wahrscheinlich, dass der nunmehr gänzlich verschüttete Hauptlauf des Rheines nicht wie heute Schaffhausen berührte, sondern südlich von dieser Stadt sich zur Thur richtete. So bedeutend aber war die Schotteranhäufung gewesen, dass an zwei Stellen eine Communication zwischen dem vom Zeller See und dem aus dem Untersee kommenden Rheinarme geschaffen wurde. Dies geschah oberhalb und unterhalb Schaffhausen, so dass gegen Schluss der letzten Periode der Thalzuschüttung aus dem Bodensee zwei — falls, wie wahrscheinlich, auch ein Ausfluss des Ueberlinger Sees hinzukam, drei — Rheinarme entströmten, welche sich mehrfach theilten und wieder vereinigten, so wie es Flüsse in Aufschüttungsgebieten zu thun pflegen.

Von diesem Gewirre einzelner Adern hat der Rhein nunmehr eine zu seinem heutigen Bette gemacht, welche weder seinem früheren Nordlaufe, noch seinem alten Südläufe folgt, sondern zunächst dem ersteren entspricht, dann bei Schaffhausen auf den Nordlauf überspringt, um diesen aber bei Neuhausen wieder zu verlassen. Sein Bett tiefer und tiefer legend, stiess er bald auf die Schwelle, welche Nord- und Südläufe von einander trennte. In diese vermochte er sein Bett nicht so leicht einzugraben, wie in die ehemals angehäuften Schotter, er hat sie aus denselben heraus präparirt, und sie tritt nunmehr als Rheinfluss entgegen. Die Existenz desselben führt sich demnach nicht auf besondere Hebungen des Bodens zurück, sondern auf den Umstand, dass der Fluss, nachdem er sein Bett mit Schottern erfüllt hatte, nicht wieder

genau den alten Lauf fand, und daher genöthigt ward, von Neuem in den Fels einzuschneiden. Auf dieselben Verhältnisse führen sich die Schnellen des Rheines bei Laufenburg, die Laufen, zurück.

Alle die drei verschiedenen Schotterbildungen des Rheines bei Schaffhausen liegen unterhalb des Bodensees, und so lange dieser als existirend gedacht wird, ist es ganz undenkbar, dass nur ein einziges Rheingerölle nach Schaffhausen gelangt. Entweder war also der Bodensee zur Zeit der Schotterbildungen nicht vorhanden, oder er war mit Eis erfüllt, unter welcher letzterer Annahme die drei Schotter von Schaffhausen als fluvioglaciale Bildungen erscheinen würden.

Wenn nun zwischen beiden Annahmen gewählt werden soll, so lässt sich erstere sehr wohl unter der Voraussetzung halten, dass der Bodensee während der letzten Vergletscherung, durch diese selbst erzeugt worden ist, dann würde von den drei Schottern nur der jüngste als fluvioglaciale Bildung betrachtet zu werden brauchen, und nicht nothwendig wäre, aus dem Vorhandensein der beiden älteren auf frühere Vereisungen zu schliessen, was unbedingt bei der zweiten Annahme geschehen müsste. Die Gliederung der Rheinschotter von Schaffhausen in drei selbstständige Bildungen führt also nothwendigerweise entweder zur Annahme der glacialen Entstehung der Seen, oder zur Annahme mehrerer Vergletscherungen; also entweder zu der einen oder der anderen der beiden vielumstrittenen glacialgeologischen Theorien, womit natürlich nicht gesagt ist, dass mit der Möglichkeit der einen zugleich die Unmöglichkeit der anderen dargethan wäre.

Die Verhältnisse am Nordufer des Bodensees helfen aus diesem Dilemma. Dort nämlich findet sich ebenso wie längs des Rheines eine Dreigliederung der Schotter, und namentlich tritt hier die Stufe der diluvialen Nagelfluh in sehr stattlicher Mächtigkeit auf. Sie bildet das Plateau von Heiligenberg, an dessen Fusse sich die inneren Moränen entlang ziehen, sie senkt sich mit diesem zur Donau, an welchem Flusse die rheinische diluviale Nagelfluh bis Neuburg an der Grenze von Oberbayern deutlich zu verfolgen ist, und wo sie mit der Decke der dortigen localen diluvialen Nagelfluh verschmilzt. Die Nagelfluh von Heiligenberg liegt mit ihrer Sohle nahezu 750 m hoch, also 200 m höher als am Ausgange des Bodensees, und selbst mindestens 100 m höher als das bereits von Schill erwähnte Vorkommniss von Sipplingen am Ueberlinger See. Diese Niveauunterschiede erklären sich am leichtesten durch die Annahme, dass die diluviale Nagelfluh der Bodenseegegend am Rande eines alten Gletschers gebildet wurde, wo sie natürlich nicht in vollständig

gleichem Niveau abgelagert zu werden brauchte. Bewiesen wird diese Annahme durch das Vorkommen von glacialem Materiale in der diluvialen Nagelfluh von Heiligenberg. Auf der Höhe des Sennberges enthält dieselbe zahlreiche gekritzte Geschiebe, und diese Stelle mehrt die Zahl der von mir bereits erwähnten Vorkommnisse Oberbayerns, wo die Nagelfluh nicht bloß erraticum, sondern auch glaciales Material enthält. Es bestätigt die Bodenseegegend die von mir früher verfochtene Ansicht eines fluvioglacialen Ursprungs der diluvialen Nagelfluh, welche Meinung auch schon Gutzwiller in einer mir früher unzugänglich gewesenen Abhandlung aussprach (Bericht der Gewerbeschule zu Basel 1879/80).

Was von der Decke der diluvialen Nagelfluh, was von dem jüngsten Gliede der dreigetheilten Schottermasse, den unteren Glacialschottern, gilt, lässt sich auch leicht von der mittleren Abtheilung derselben erweisen, und aussprechen lässt sich, dass auf dem Vorlande der deutschen Alpen drei verschiedenalterige fluvioglaciale Ablagerungen vorliegen. Die jüngste derselben zeigt am deutlichsten ihre Beziehungen zu den alten Moränen, sie wird im Liegenden derselben angetroffen, woraus sich der Satz herleiten liess, dass die Anhäufung der mächtigen Glacialschotterbildungen während des Anwachsens der Gletscher erfolgte, was sich überdies auch aus theoretischen Gründen stützen

liess. Sollte sich diese Erfahrung verallgemeinern lassen, so würde sie, auf die drei verschiedenalterigen fluvioglacialen Bildungen übertragen, aus deren Existenz auf ein dreimaliges, zu verschiedenen Zeiten erfolgtes Eintreten von Vereisungen zu folgern gestatten. Dass aber dreimal mindestens die Gletscher aus den deutschen Alpen hervorbrachen, habe ich schon früher darzuthun versucht. Die zwei verschiedene Vergletscherungen anzeigenden inneren und äusseren Moränen sind entschieden jünger als die diluviale Nagelfluh, die ihrerseits, wie oben wiederholt dargethan wurde, eine fluvioglaciale Ablagerung ist. So sieht man denn auf dem Alpenvorland von Rhein bis Salzach eine älteste Vergletscherung in der diluvialen Nagelfluh angedeutet, zwei jüngere in den beiden Moränenzonen sowie auch in den beiden jüngeren Gliedern der diluvialen Schotterbildungen. Entsprechend den drei Vereisungen hat man drei Schotterablagerungen, welche den auch in den Pyrenäen erprobten Satz bestätigen, dass sich Gletscherzeiten nicht nur in gewaltigen Eisausdehnungen äussern, sondern auch in der Geschichte der Ströme als Zeiten der Thalzuschüttung. Schotterablagerungen sind daher geeignet, die durch das Studium der Glacialbildungen gewonnene Chronologie der Eiszeit auch in nicht vergletschert gewesenen Arealen zu erweisen.